

**UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO GRANDE DO SUL
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOCIÊNCIAS
ÁREA DE CONCENTRAÇÃO: ESTRATIGRAFIA**

TESE DE DOUTORADO

**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**

de

André Weissheimer de Borba

**Tese apresentada como requisito parcial à obtenção do título de
Doutor em Ciências**

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

**BANCA EXAMINADORA: Prof. Dr. Marcelo Martins-Neto (UFOP)
Prof. Dr. Paulo Sérgio Gomes Paim (UNISINOS)
Prof. Dr. Marcus Vinicius Dornelles Remus (UFRGS)**

**Porto Alegre
2006**

Borba, André Weissheimer de
Evolução geológica da "Bacia do Camaquã" (Neoproterozóico e Paleozóico inferior do Escudo Sul-riograndense, RS, Brasil): uma visão com base na integração de ferramentas de estratigrafia, petrografia e geologia isotópica. / André Weissheimer de Borba. - Porto Alegre : UFRGS/IGeo, 2006.
x, 110 f. + Anexos. il.

Tese (Doutorado) - Universidade Federal do Rio Grande do Sul.
Instituto de Geociências. Programa de Pós-Graduação em Geociências,
Porto Alegre, RS - BR, 2006.

1. Estratigrafia. 2. Proveniência. 3. Bacia do Camaquã. I. Título.

Catálogo na Publicação
Biblioteca do Instituto de Geociências - UFRGS
Veleida Ana Blank CRB10/571

agradecimentos

Agradeço, em primeiro lugar, ao Programa de Pós-graduação em Geociências (Área de Estratigrafia) da Universidade Federal do Rio Grande do Sul, que forneceu a estrutura física e proporcionou um ambiente adequado para a realização deste trabalho. O auxílio financeiro do Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico (CNPq), através da concessão da bolsa de Doutorado 140141/2002-2, foi imprescindível nos dois primeiros anos de desenvolvimento da tese. Sou grato, também, ao Ministério Público do Estado do Rio Grande do Sul, na pessoa do Coordenador da Divisão de Assessoramento Técnico, Renan Behling, pela excelente estrutura e pela flexibilidade demonstrada quando precisei me dedicar à tese, em meio aos pareceres e relatórios de vistoria sobre degradação ambiental.

Tive, ao longo de sete anos dos cursos de Mestrado e Doutorado, a satisfação de ter sido orientado pela Prof^a. Ana Maria Pimentel Mizusaki, a quem agradeço pela criteriosa avaliação, pela crítica de alto nível e pelas discussões sempre proveitosas sobre as ferramentas analíticas aqui integradas. Tive a chance de reunir, ao longo do desenvolvimento do trabalho, uma equipe de colaboradores de primeira linha, que vieram a ser os co-autores dos artigos apresentados: Anderson José Maraschin, Diogo Rodrigues Andrade da Silva, Edinei Koester, Fabio de Lima Noronha e Júnia Casagrande. A eles, um agradecimento especial pela colaboração, mas nenhuma responsabilidade por eventuais falhas nos artigos publicados, que são exclusivamente minhas.

Agradeço, ainda, às equipes do Laboratório de Geologia Isotópica da UFRGS, especialmente aos professores Farid Chemale Jr. e Koji Kawashita, e do Centro de Pesquisas Geocronológicas da USP, na pessoa do Prof. Umberto Cordani, pela obtenção dos dados isotópicos aqui utilizados. Sou grato à Professora Délia Pilar Montecinos de Almeida, por sempre acreditar em meu trabalho, e ao Professor Léo Afrâneo Hartmann, por permitir a continuidade das datações radiométricas na “Bacia do Camaquã”. Pela gentil cessão de lâminas petrográficas das unidades estudadas, agradeço aos professores Luís Fernando De Ros, Evandro Fernandes de Lima, Maria de Fátima Bitencourt e Claiton Scherer. Pela oportunidade de participar de trabalhos de mapeamento geológico, e pela companhia em campo, faço uma homenagem especial aos professores Nelson Amoretti Lisbôa e Carlos Augusto Sommer, e a todos os alunos participantes daquelas atividades. Agradeço, ainda, o companheirismo e a receptividade da equipe técnica do Ministério Público Estadual, e sobretudo àqueles que auxiliaram na solução de algumas dúvidas com relação ao formato da tese: Fábio Vianna Mohr, Wagner Finger e Ramiro Etchepare.

Por fim, faço um agradecimento especial a meus pais, Renilda e Porfírio, pelo apoio constante, e à minha esposa Cristina, pelo amor incondicional e pela dedicação plena aos nossos objetivos comuns. Dedico a vocês a realização deste trabalho.

sumário

1 – Introdução.....	1
2 – Compartimentação e evolução geotectônica do Escudo Sul-rio-grandense: os antecedentes da “Bacia do Camaquã”	4
3 – Evolução do conhecimento e caracterização geológica da “Bacia do Camaquã”	12
3.1 – <i>Evolução do conhecimento geocientífico sobre a “Bacia do Camaquã”</i>	12
3.2 – <i>Distribuição geográfica e localização dos setores de afioramento da “Bacia do Camaquã”</i>	16
3.3 – <i>Caracterização geológica das unidades da “Bacia do Camaquã” e intrusões contemporâneas</i>	18
4 – Conceitos básicos e ferramentas analíticas	21
4.1 – <i>Ciclo sedimentar e análise faciológica</i>	21
4.2 – <i>Estratigrafia de seqüências</i>	23
4.3 – <i>Estudos de proveniência: petrografia sedimentar e técnicas auxiliares geoquímicas e geocronológicas</i>	25
4.4 – <i>Sistema isotópico Sm-Nd: características e aplicação a estudos de proveniência</i>	30
4.5 – <i>Método $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$</i>	38
4.6 – <i>Metodologia utilizada</i>	39
5 – Resumos dos artigos elaborados	42
Artigo 1	43
Artigo 2	46
Artigo 3	52
Artigo 4	57
Artigo 5	60

6 – Síntese e discussão dos resultados	65
6.1 – Formação Maricá: sedimentação costeira e marinha com proveniência continental paleoproterozóica	67
6.2 – Grupo Bom Jardim: proveniência de reciclagem orogênica e de arco magmático em uma bacia compressional do Neoproterozóico	73
6.3 – O intervalo de 580 a 507 Ma: eventos tectono-magmáticos e ausência de sedimentação na “Bacia do Camaquã”	78
6.4 – Grupo Camaquã: sedimentação continental e vulcanismo basáltico alcalino no Cambro-Ordoviciano	82
7 – Conclusões e recomendações	93
8 – Referências	96
9 – Artigo científico 1	111
10 – Artigo científico 2	128
11 – Artigo científico 3	140
12 – Artigo científico 4	173
13 – Artigo científico 5	190

lista de tabelas

Tabela I – Resultados da contagem estatística dos fragmentos de arenitos da Formação Maricá pelo método Gazzi-Dickinson, valores recalculados de quartzo (Q), feldspatos (F) e fragmentos líticos (L) e campo de proveniência correspondente.....	48
Tabela II – Resultados das análises isotópicas do sistema Sm-Nd para as rochas sedimentares da Formação Maricá.....	49
Tabela III – Resultados da contagem estatística G-D de lâminas de arenitos e conglomerados do Grupo Bom Jardim.....	54
Tabela IV – Resultados da geoquímica e geologia isotópica de Nd natural nos pelitos do Grupo Bom Jardim.....	55
Tabela V – Resultados da contagem estatística pelo método G-D para os arenitos da Formação Santa Bárbara.....	62
Tabela VI – Dados isotópicos das rochas sedimentares da Formação Santa Bárbara.....	63

lista de figuras

- Figura 1 – Exposições de rochas pré-Paleozóicas no sul do Brasil (Escudo Sul-rio-grandense) e no Uruguai (Escudo Uruguaio), e posicionamento da região no sudeste da América do Sul (A). No mapa (B) estão localizados os blocos pré-Brasilianos do Escudo Uruguaio citados no texto (Florida, Valentines e Rivera), além dos terrenos Nico Pérez (NP) e Cuchilla Dionísio (CD). No detalhe, o contorno do mapa da figura 2, que focaliza os domínios do Escudo Sul-rio-grandense: Taquarembó, São Gabriel (SG), Santana da Boa Vista (SBV) e Pelotas (P); as cidades de Montevideu e Porto Alegre estão indicadas pelos quadrados escuros; mapa (B) modif. de Chemale Jr. (2000)..... 5 e 65
- Figura 2 – Mapa geológico esquemático do Escudo Sul-rio-grandense, detalhando as principais unidades estratigráficas dos quatro domínios (Taquarembó, São Gabriel, Santana da Boa Vista e Pelotas) e as discontinuidades geofísicas que os delimitam (lineamento de Ibaré, sutura de Caçapava e zona de cisalhamento Dorsal de Canguçu); cidades: SG – São Gabriel; B – Bagé; LS – Lavras do Sul; VNS – Vila Nova do Sul; SS – São Sepé; CS – Caçapava do Sul; SBV – Santana da Boa Vista; ES – Encruzilhada do Sul; P – Piratini; outras designações regionais, especialmente setores de afloramento da “Bacia do Camaquã” citados no texto: TAQ – platô do Taquarembó; AA – Arroio América; RD – platô da Ramada; CP – Cerro da Pedra; TG – Passo do Tigre; SF – Santa Fé; SAL – Passo do Salsinho; OS – Pedra do Segredo; CJ – Arroio Carajá; RV – Rodeio Velho; MC – Minas do Camaquã; BJ – Bom Jardim; EV – Estrada Velha da Mina; RM – Rincão dos Mouras; PIQ/CA – Vale do Piquiri ou Cerro da Árvore; BOC – Arroio Boici; estão indicadas as áreas de afloramento do Grupo Camaquã relacionadas às formações Santa Bárbara (SB) e Guaritas (GUA), bem como as estradas de acesso à área..... 7 e 66
- Figura 3 – Quadro com as principais idades disponíveis para o Escudo Sul-rio-grandense, separadas por domínios geotectônicos; todas as idades aqui listadas constam do texto, onde estão expressas suas referências bibliográficas..... 8
- Figura 4 – Panorama paleogeográfico do Gondwana Sul-ocidental, mostrando as massas cratônicas (cinza claro) e os cinturões orogênicos Neoproterozóicos (escuro), e a posição aproximada dos perfis paleotectônicos (faixa branca) mostrados nas figuras 5 e 6; crátons: CAM – Amazônico; CSF – São Francisco; CC – Congo; CK – Kalahari; CLP – Rio de La Plata; cinturões Neoproterozóicos: DF – Dom Feliciano; RB – Ribeira; DA – Damara; G – Gariep; S – Saldania; o Cinturão Andino teve sua evolução posicionada no Fanerozóico..... 10
- Figura 5 – Modelo evolutivo para o Cinturão Dom Feliciano, orógeno formado pela convergência entre os crátons Rio de la Plata (América do Sul) e Kalahari (sul da África), e responsável pela configuração do Escudo Sul-rio-grandense (modif. de Chemale Jr., 2000); posição aproximada no Gondwana sul-ocidental encontra-se na Fig. 4..... 10
- Figura 6 – Modelo evolutivo para o Cinturão Dom Feliciano (posição aproximada do perfil na Fig. 4), com base em resultados isotópicos obtidos no cinturão Bossoroca (Domínio São Gabriel) e no cinturão Porongos (Domínio Santana da Boa Vista); (modif. de Saalman *et al.*, 2005, 2006)..... 11
- Figura 7 – Transformações da nomenclatura estratigráfica para as unidades reunidas sob a denominação de “Bacia do Camaquã” ao longo da evolução do conhecimento geocientífico com relação ao Escudo Sul-rio-grandense (modif. de Paim *et al.*, 1995; Caravaca, 1998)..... 15

Figura 8 – (A) Fácies de conglomerados desorganizados, com fragmentos angulosos, diagnóstica de processos de transporte gravitacionais; exemplo da Formação Guaritas (Paleozóico inferior, Escudo Sul-rio-grandense), em afloramento de corte de estrada no setor da estrada velha da mina; (B) fácies de arenitos com estratificação cruzada acanalada de grande porte, típicas de processos eólicos de sedimentação; outro exemplo da Formação Guaritas, localizado junto à BR-392, km 155, entre Caçapava do Sul e Santana da Boa Vista; fotos do autor.....	22
Figura 9 – (A) Conglomerados organizados, com seixos bem arredondados, depositados em barras cascalhosas; Formação Maricá, setor de afloramentos do Arroio América; (B) camada lenticular de arenitos com estratificação cruzada acanalada, diagnósticos da migração subaquosa de formas de leito de crista curva; exemplo da Formação Maricá, no setor de afloramento localizado entre Vila Nova do Sul e o platô da Ramada; estas fácies, em conjunto, podem ser agrupadas em uma associação de fácies relacionada a canais fluviais; fotografias do autor.....	23
Figura 10 – (A) Diagrama QFL proposto por Dickinson & Suczek (1979), com os campos de proveniência correspondentes aos teores relativos de quartzo (Q), feldspatos (F) e fragmentos líticos finos (L); (B, C) arenitos (luz polarizada) compostos por quartzo e feldspatos (plagioclásio e microclínio), típicos de proveniência continental; (D) arenito (luz natural) composto por grãos de quartzo e fragmento fino sedimentar, típico de proveniência de reciclagem orogênica; (E) fragmento (luz natural) de rocha vulcânica andesítica em arenito, evidenciando uma proveniência de arco magmático; fotomicrografias da Formação Santa Bárbara (Paleozóico inferior, Escudo Sul-rio-grandense).....	26
Figura 11 – (A, B) Fotomicrografias de fragmentos de rochas plutônicas, formados por microclínio, plagioclásio e quartzo, em conglomerados da Formação Santa Bárbara (Paleozóico inferior, Escudo Sul-rio-grandense): nos métodos tradicionais de contagem, este seria um fragmento lítico (L, no diagrama QFL); no método Gazzi-Dickinson, se o cruzamento dos fios do retículo estiver sobre um plagioclásio, será considerado “plagioclásio em fragmento de rocha plutônica (F, no diagrama QFL)”, permitindo assim comparação entre arenitos de diferentes granulometrias; micrografias do autor.....	28
Figura 12 – Diagrama evolutivo para a razão $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ no tempo geológico; a fusão parcial de um manto de composição condrítica uniforme (CHUR) origina uma parcela de crosta, enriquecida em Nd e empobrecida em Sm; como não há uma abundância de ^{147}Sm para decair para ^{143}Nd , a razão $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ cresce mais lentamente em relação ao manto; já no manto depletado em Nd, há uma quantidade maior de ^{147}Sm , e a razão $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ cresce de forma mais acelerada.....	32
Figura 13 – Valores de ϵ_{Nd} obtidos por Grousset <i>et al.</i> (1988) para amostras de sedimentos recentes do Oceano Atlântico Norte, evidenciando assinatura mantélica na região dos Açores e assinaturas crustais provenientes dos escudos Africanos e Norte-americanos, levadas pelos ventos do Saara e dos chamados “ <i>westerlies</i> ”.....	35
Figura 14 – (A) Distribuição dos valores de ϵ_{Nd} e (B) interpretação do transporte de sedimentos no Mar Mediterrâneo (modif. de Waldeab <i>et al.</i> , 2002).....	37
Figura 15 – (A) Arcabouço estratigráfico composto por três sucessões (inferior, média e superior), proposto por Borba <i>et al.</i> (2004); (B) camadas lenticulares de arenitos com estratificação cruzada acanalada e seixos esparsos, representativa da sucessão superior; (C) camadas tabulares de pelitos (escuros) e arenitos (claros), pertencentes à sucessão média da Formação Maricá; (D) estratificação cruzada, marcada por níveis de opacos, em arenitos da sucessão inferior da Formação Maricá; fotos do autor.....	45

Figura 16 – (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 autor.....	50
Figura 17 – Perfis esquemáticos propostos para a evolução da bacia deposicional da Formação Maricá, nos intervalos inferior (A), médio (B) e superior (C) reconhecidos, com base nos resultados petrográficos e isotópicos obtidos neste estudo; um bloco granito-gnáissico de idade Paleoproterozóica, hoje possivelmente recoberto pela Bacia do Paraná, seria a principal fonte de detritos para a bacia, cujo substrato seria constituído pelas unidades juvenis Cambaí e Vacacaí, do Neoproterozóico (modif. de Borba <i>et al.</i> , 2006).....	51
Figura 18 – Tipos de proveniência (diagramas QFL e $L_mL_vL_s$), fotomicrografias de arenitos com proveniência vulcânica e metassedimentar, e cenário paleogeográfico da bacia deposicional do Grupo Bom Jardim com base nos dados obtidos neste trabalho e apresentados por Borba <i>et al.</i> (subm.); fotomicrografias do autor.....	56
Figura 19 – Exemplos da associação de fácies de leques aluviais: (A) conglomerados sustentados pelos clastos, má seleção de grãos, com fragmentos vulcânicos e metamórficos (estrada Caçapava-Lavras); (B) conglomerados com estratificação horizontal, basculados (setor Santa Fé); (C) conglomerados vulcânicos mal-selecionados (setor Santa Fé); (D) fragmentos graníticos em conglomerado do setor Pedra do Segredo; fotos do autor.....	59
Figura 20 – Associação de fácies de frente deltaica aluvial: (A) camadas tabulares de arenitos e siltitos; (B) cruzadas planares com intraclastos; (C) nível de intraclastos lamosos; (D) cruzadas acanaladas em arenito; exemplos do Passo do Meio, no arroio dos Lanceiros, a norte do setor Pedra do Segredo; fotos do autor.....	59
Figura 21 – Diagramas de discriminação de tipos de proveniência para as regiões sul (A) e norte (B) da Formação Santa Bárbara, e (C) para a seção da Pedra do Segredo (seqüência III); diagramas de ϵ_{Nd} versus idade para as regiões sul (D) e norte (E) da FSB, nesta última incluída a seção da Pedra do Segredo.....	64
Figura 22 – Panoramas ilustrando a possibilidade de que a Formação Maricá represente lascas do complexo Porongos preservadas do metamorfismo sofrido pelo último. Ambas as unidades teriam se depositado entre 800 e 700 Ma, em uma bacia Porongos/Maricá (?), com vulcanismo ácido associado. Entre 700 e 620 Ma, durante processos colisionais, a Formação Maricá teria sido empurrada sobre as rochas juvenis do Neoproterozóico, formando o atual Domínio São Gabriel.....	72
Figura 23 (A, B, C) – Relações entre as lavas basálticas do Membro Rodeio Velho e rochas sedimentares imaturas e avermelhadas que podem estar relacionadas à Formação Santa Bárbara; afloramento localizado próximo à ponte sobre o arroio Carajá, a sul da cidade de Caçapava do Sul; fotos do autor.....	85
Figura 24 (A, B) – Depósitos conglomeráticos com clastos de quartzitos e xistos, aflorantes no setor da estrada velha da Mina, nos domínios da Formação Guaritas; fotos do autor.....	87

Figura 25 – Proposta de evolução geológica para o Grupo Camaquã, a oeste e leste do “alto de Caçapava”; no perfil superior, é ilustrada a deposição das rochas aluviais da base das sucessões Santa Bárbara e Guaritas, e o vulcanismo Rodeio Velho; no perfil médio, é representada a deposição das duas seqüências flúvio-lacustres a oeste, e flúvio-eólicas a leste, dando origem às unidades Lanceiros e Pedra Pintada; por fim, no perfil inferior, o processo de inversão da bacia, com a deposição de sistemas fluviais entrelaçados representados pelas unidades Pedra do Segredo e Varzinha; ZCDC é a zona de cisalhamento Dorsal de Canguçu, que limita os domínios Pelotas (a leste) e Santana da Boa Vista (a oeste)..... 90

Figura 26 (A, B, C) – Evidências de atividade de falhas transcorrentes sinistrais, de direção NE-SW, afetando fragmentos tamanho bloco imersos em depósitos aluviais da base do Grupo Camaquã, na região do Cerro da Pedra (CP na Fig. 2); fotos do autor..... 91

lista de abreviaturas e siglas

- CHUR – *Chondritic uniform reservoir* (reservatório uniforme condritico)
CIA – *Chemical Index of Alteration* (índice químico de alteração)
CIW – *Chemical Index of Weathering* (índice químico de intemperismo)
CPRM – Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais (Serviço Geológico do Brasil)
DM – *Depleted mantle* (manto depletado ou empobrecido)
ESRG – Escudo Sul-rio-grandense
ETR – elementos terras raras
EUA – Estados Unidos da América
FSB – Formação Santa Bárbara
Ga – Bilhões de anos
GBJ – Grupo Bom Jardim
G-D – método Gazzi-Dickinson, de contagem estatística em lâmina petrográfica
ICP – *Inductively coupled plasma* (plasma indutivamente acoplado)
IPEN/CNEN – Instituto de Pesquisas em Energia Nuclear / Comissão Nacional de Energia Nuclear
Ma – Milhões de anos
ma – milhares de anos
SHRIMP – *Sensitive High-Resolution Ion Microprobe* (microsonda iônica de alta resolução)
TFA – traços de fissão em apatita
 T_{DM} – idade-modelo Sm-Nd de manto depletado
ZCTDC ou ZCDC – Zona de cisalhamento transcorrente Dorsal de Canguçu

O presente trabalho demonstra a aplicação integrada de ferramentas de estratigrafia, petrografia e geologia isotópica ao entendimento da evolução geológica das unidades sedimentares da “Bacia do Camaquã”, localizada no Escudo Sul-rio-grandense (RS, Brasil). As ferramentas utilizadas foram a análise faciológica, a estratigrafia de seqüências, a petrografia sedimentar e as análises isotópicas pelos sistemas Sm-Nd em rocha total e $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ em K-feldspatos. Os resultados estão reunidos em cinco artigos, publicados ou submetidos a periódicos internacionais, e permitiram a proposição de arcaebouços estratigráficos e modelos evolutivos para cada uma das unidades focalizadas: Formação Maricá, Grupo Bom Jardim e Formação Santa Bárbara. A sedimentação da Formação Maricá iniciou com sistemas fluviais com transporte para sudeste e proveniência a partir de um bloco granito-gnáissico de idade Paleoproterozóica. Áreas-fonte vulcânicas foram disponibilizadas ao longo do tempo, o que sugere a existência de vulcanismo sin-deposicional. A posição da Formação Maricá, exclusivamente recobrendo rochas de assinatura mantélica juvenil do Neoproterozóico (unidades Cambaí e Vacacaí), contrasta com os dados obtidos, de T_{DM} entre 1,76 e 2,37 Ga. Este contraste permite sugerir duas possibilidades: (a) a Formação Maricá teria origem em um bloco Paleoproterozóico, e o terreno juvenil seria apenas o substrato da bacia, sem participação como área-fonte; ou (b) a Formação Maricá poderia ser alóctone, representando a cobertura sedimentar de um continente Paleoproterozóico, posteriormente empurrada sobre as rochas juvenis durante processos colisionais do Neoproterozóico. A Formação Maricá, neste caso, poderia ser correlacionada a unidades metamórficas do Gondwana sul-ocidental, como os complexos Porongos, Passo Feio (RS) ou Lavalleja (Uruguai). O Grupo Bom Jardim, unidade vulcano-sedimentar datada entre 600 e 580 Ma, revelou uma variação espacial de seus parâmetros de proveniência. A oeste, junto à região de Lavras do Sul, a proveniência é de arco não dissecado a transicional, com ε_{Nd} atual de $-7,32$. A leste, no setor do Cerro da Árvore, a proveniência é de reciclagem orogênica, predominando quartzo e fragmentos metamórficos, e o parâmetro ε_{Nd} é de $-14,65$. Nos setores centrais, há características intermediárias entre os dois extremos, e a possível contribuição de rochas ofiolíticas ou lamprofíricas como fontes da sedimentação. Imagina-se, para o Grupo Bom Jardim, uma bacia assimétrica, mais profunda e com bordas mais íngremes no leste, e dominada por vulcanismo no oeste. O caráter autofágico da bacia e a proximidade entre rochas sedimentares e suas áreas-fonte, mesmo após 580 Ma, sugere que esforços compressionais tenham sido mais significativos que a transcorrência para a formação desta bacia. A Formação Santa Bárbara, dividida em três seqüências deposicionais, possui uma variabilidade (petrográfica e isotópica) maior de áreas-fonte, iniciando a sedimentação com fontes vulcânicas dominantes, passando a um predomínio de fragmentos metamórficos e graníticos em direção ao topo. As seqüências I e II, diagnósticas de sedimentação aluvial rasa e periodicamente exposta a ressecamento, possui paleotransporte no sentido norte. A seqüência III, materializada no setor da Pedra do Segredo, representa uma inversão total do preenchimento da bacia, que passa a se processar de norte para sul, com remobilização de fragmentos já litificados das seqüências inferiores. Relações com rochas vulcânicas básicas intercaladas e a análise conjunta do empilhamento estratigráfico das Formações Santa Bárbara e Guaritas sugere a possibilidade de contemporaneidade entre as unidades e deposição concomitante do Grupo Camaquã a leste e a oeste do “alto de Caçapava”.

This thesis deals with the integrated application of stratigraphic, petrographic, and isotopic techniques to the understanding of the geologic evolution of the sedimentary units of the so-called “Camaquã basin”, located in the Sul-rio-grandense Shield (RS, Brazil). Facies analysis, sequence stratigraphy, sedimentary petrography, Sm-Nd data, and K-feldspar $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ratios were applied. The results, separated in five scientific papers, allowed the proposal of stratigraphic frameworks and models for the evolution of each unit: Maricá Formation, Bom Jardim Group, and Santa Bárbara Formation. The Maricá Formation has fluvial systems at its base, with paleoflow to southeast, derived from a Paleoproterozoic granite-gneissic block. Volcanic source areas were made available during the sedimentation, which suggests syn-depositional volcanism. The Maricá Formation, which covers juvenile Neoproterozoic units, has a crustal, old Sm-Nd isotopic signature, with T_{DM} between 1.76 and 2.37 Ga. This contrast allows two suggestions: (a) the Maricá Formation would have had a Paleoproterozoic source area, and the juvenile units would constitute only its basin floor; or (b) the Maricá Formation could be older, representing the sedimentary cover of a Paleoproterozoic continent, thrust over the juvenile units during Neoproterozoic collisional events. In this case, it is possible to correlate this unit with metamorphic rocks of the Porongos, Passo Feio (RS) or Lavalleja (Uruguay) complexes. The Bom Jardim Group, a 600 to 580 Ma volcanosedimentary unit, revealed spatial (geographic) variation of its provenance parameters. In the west (Lavras do Sul sector), it shows undissected to transitional arc provenance, and present-day ϵ_{Nd} of -7.32 . In the east (Cerro da Árvore sector), the provenance is of recycled orogen, with the dominance of quartz and metamorphic fragments, and the present-day ϵ_{Nd} parameter is of -14.65 . In the central sectors, the parameters are intermediate between the end-members and there is a possible contribution of lamprophyric or ophiolitic source rocks. It is possible to envisage, for the Bom Jardim Group, an asymmetrical basin, deeper and with steeper margins in the east, and dominated by volcanism in the west. The autophagical character of the basin and the proximity between sedimentary rocks and their sources suggest that compressive rather than transcurrent stresses were more important during its evolution. The Santa Bárbara Formation, organized in three depositional sequences, shows a more diversified source area, both in terms of petrography and isotope geology. The deposition begins with dominant volcanic source rocks, reaching upsection more significant contribution of metamorphic and granitic clasts. The sequences I and II, typical of shallow alluvial deposition periodically exposed to desiccation, reveal a northward paleotransport. The sequence III, materialized in the Pedra do Segredo sector, marks the total inversion of basin filling, with paleotransport to south and reworking of lithified fragments of the basal sequences. The comparison of the stratigraphic stacking of the Santa Bárbara and Guaritas formations, as well as their relationship with basaltic volcanic rocks, suggests the possibility of contemporaneity between the two units of the Camaquã Group, deposited in both sides of the Caçapava paleohigh.

1 – introdução

O contexto geológico da “Bacia do Camaquã” é marcado pela complexidade. Seu registro estratigráfico compreende rochas sedimentares de origem marinha, aluvial e eólica, bem como rochas vulcânicas e vulcanoclásticas de composições variadas. Os sucessivos eventos tectônicos, responsáveis pela formação e deformação das bacias deposicionais onde se acumularam as rochas sedimentares, contribuem com esta complexidade. Além disso, as unidades da “Bacia do Camaquã” ocorrem em setores de afloramento isolados, relativamente distantes e de correlação não conclusiva. Há, por fim, uma sensível escassez de dados concretos de petrografia, geoquímica, geocronologia e geologia isotópica, especialmente nas rochas sedimentares. Essa carência de dados traz como consequência uma abundância de interpretações e modelos diferentes – por vezes, diametralmente opostos – para a evolução geológica da “Bacia do Camaquã”.

Grande número de trabalhos científicos foram preparados e publicados focalizando a “Bacia do Camaquã” ao longo da evolução das geociências no Rio Grande do Sul e no Brasil. Os trabalhos clássicos, escritos até a década de 1960, sob a influência da teoria geossinclinal, são de fundamental importância pela clareza e precisão das descrições ali contidas. Os trabalhos gerados no final da década de 1970 e na de 1980, já sob a influência da tectônica de placas, tiveram ênfase na sedimentologia, na proposição de modelos deposicionais e na interpretação da tectônica. Tais trabalhos concebiam a “Bacia do Camaquã” como uma calha única, uma antefossa relacionada à orogênese Brasileira e preenchida por sedimentos “molássicos”. Os trabalhos da década de 1990 figuram como marcos iniciais da aplicação de novos conceitos e ferramentas de estratigrafia, notadamente a alostratigrafia e a estratigrafia de seqüências. À excelente subdivisão da “Bacia do Camaquã” nos alogrupos Maricá, Bom Jardim, Cerro do Bugio, Santa Bárbara e Guaritas, somaram-se as tentativas de estabelecer modelos evolutivos para os depósitos sedimentares e vulcânicos. Durante esse período, já não se pensava em uma “Bacia do Camaquã” única, mas em uma série de bacias que se sucederam no tempo ocupando um mesmo *locus* deposicional.

Ao final do trabalho de Paim *et al.* (2000), que sintetiza e integra as informações geradas nas diferentes fases referidas acima, os autores listam uma série de carências na pesquisa científica relativa à “Bacia do Camaquã”. Em primeiro lugar, para eles, há precariedade de informações de subsuperfície, dúvidas quanto às relações de contato com rochas magmáticas e com o embasamento, bem como fragilidades na definição dos episódios de deformação que afetaram as bacias. Existe, ainda, para os autores citados, escassez de dados geocronológicos e paleontológicos, que permitam a definição de idades deposicionais para os estratos sedimentares, além de um detalhamento insuficiente das unidades basais (Maricá e Bom Jardim), dificultando a distinção entre elas.

Dessa forma, mesmo com os avanços nos campos da sedimentologia e da ordenação estratigráfica das diferentes unidades, ainda há significativas lacunas no conhecimento sobre a “Bacia do Camaquã”, geradas pela escassez de dados concretos. O objetivo principal do trabalho aqui apresentado é, portanto, atacar esta deficiência, utilizando técnicas analíticas modernas e buscando uma efetiva e necessária integração de ferramentas. A base desta pesquisa, como deve ser a de qualquer trabalho de análise de bacias sedimentares, foi o reconhecimento e interpretação de fácies, associações de fácies, modelos deposicionais e superfícies de significado cronoestratigráfico, com aplicação da estratigrafia de seqüências. A partir do arcabouço estratigráfico obtido, foram aplicadas diversas ferramentas, como petrografia sedimentar, geoquímica de elementos maiores e menores, isótopos de Neodímio (Nd) e Argônio (Ar). Os resultados das diferentes análises foram integrados, individualizados por unidade estratigráfica e interpretados levando-se em conta os dados disponíveis na literatura, principalmente sobre o embasamento e as possíveis fontes de cada episódio de formação e preenchimento de bacias sedimentares na região focalizada.

Deste modo, são abordados no presente trabalho os aspectos da compartimentação geotectônica do Escudo Sul-rio-grandense, importantes para a configuração do embasamento da “Bacia do Camaquã”, bem como o posicionamento dos eventos formadores destas rochas dentro do panorama evolutivo e da reconstrução paleogeográfica do Neoproterozóico e Paleozóico inferior (Capítulo 2). Na seqüência, são discutidos aspectos gerais da evolução do conhecimento sobre a “Bacia do Camaquã”, a caracterização geológica e a subdivisão geográfica e temporal de suas unidades estratigráficas (Capítulo 3). As ferramentas utilizadas de forma integrada neste trabalho (estratigrafia de seqüências, petrografia, geologia isotópica do sistema Sm-Nd e datação $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$) são descritas em detalhe no Capítulo 4. Breves resumos dos artigos científicos publicados ou submetidos focalizando a “Bacia do Camaquã” constituem o Capítulo 5, contendo suas principais conclusões e figuras, para facilitar a leitura e compreensão da tese. Uma síntese dos resultados obtidos e suas implicações na interpretação do registro

geológico da “Bacia do Camaquã”, à luz de novos dados obtidos ou publicados após o término dos artigos, integram o Capítulo 6. Posteriormente, apresenta-se as conclusões, com recomendações para trabalhos futuros (Capítulo 7), as referências bibliográficas do presente texto integrador e os artigos científicos que compõem esta tese.

Esta tese reúne, além dos cinco artigos científicos, outros dados não incluídos nos artigos, mas que auxiliam na interpretação evolutiva de cada uma das unidades identificadas. Os artigos citados encontram-se organizados, ao final da tese, segundo a estratigrafia, ou seja, iniciando com a unidade mais antiga. Os dois primeiros focalizam a Formação Maricá, seus aspectos de faciologia, estratigrafia e proveniência (Artigos 1 e 2). O terceiro aborda três dos principais setores de afloramento do Grupo Bom Jardim, suas características petrográficas, geoquímicas e isotópicas (Artigo 3). Os dois últimos tratam das questões relativas à Formação Santa Bárbara, em termos de estratigrafia e proveniência (Artigos 4 e 5).

Os artigos científicos constantes desta tese consistem de uma apresentação dos dados obtidos e de interpretações concisas sobre seu significado em relação à história geológica de cada unidade estratigráfica focalizada. Assim, espera-se que constituam leitura agradável e fonte de dados primários confiáveis, destinadas aos interessados nas questões da “Bacia do Camaquã” e a quem busque referências bibliográficas atuais sobre o tema. Por outro lado, suposições sobre a inserção de cada uma das unidades em modelos ou contextos geotectônicos disponíveis na literatura, bem como eventuais correlações destas unidades com outras ou entre si, por constituírem assuntos polêmicos, fazem parte apenas do texto integrador desta tese e serão submetidas a eventual publicação em momento oportuno. Para a leitura deste texto integrador, roga-se que o leitor exercite a compreensão e leia com mente aberta, despida de idéias ou modelos pré-concebidos sobre este tema tão polêmico quanto apaixonante: os depósitos sedimentares do Escudo Sul-rio-grandense ou, na designação consagrada pelo uso, a “Bacia do Camaquã”.

2 – compartimentação e evolução geotectônica do Escudo Sul-rio-grandense: os antecedentes da “Bacia do Camaquã”

O Escudo Sul-rio-grandense (ESRG, Figs. 1 e 2), porção meridional da Província Mantiqueira (Hasui *et al.*, 1975; Almeida *et al.*, 1981), é a área do Estado do Rio Grande do Sul onde predominam rochas ígneas, metamórficas e sedimentares pré-paleozóicas, cuja gênese está ligada aos ciclos Transamazônico (Paleoproterozóico) e Brasileiro/Pan-Africano (Neoproterozóico). Ao longo do Neoproterozóico (900 – 500 Ma), esta área configurou-se como importante zona de acreção e retrabalhamento crustal, correspondendo ao chamado Cinturão Dom Feliciano (Fragoso-César, 1991; Soliani Jr., 1986). O ESRG subdivide-se em quatro domínios (Taquarembó, São Gabriel, Santana da Boa Vista e Pelotas), definidos a partir de características estruturais, petroectônicas e isotópicas distintas, e limitados por estruturas tectônicas de expressão em subsuperfície (Fig. 2).

O Domínio Taquarembó (Figs. 1 e 2), aflorante ao sul do lineamento de Ibaré, é interpretado como uma porção do cráton Rio de La Plata, cujas principais exposições (Fig. 1) ocorrem nos blocos Florida (Arqueano), Rivera e Valentines (Paleoproterozóico), em território uruguaio (Hartmann *et al.*, 2000; Chemale Jr., 2000). A principal unidade do Domínio Taquarembó é o Complexo Granulítico Santa Maria Chico, composto por granulitos básicos e ácidos, de composição original tonalítica e trondjemítica, além de piroxenitos, anortositos e lherzolitos (Tickyj *et al.*, 2004). Foram obtidas, através do método U-Pb SHRIMP em zircão, idades (Fig. 3) magmáticas de 2,55 e 2,35 Ga para os protólitos, e idades de 2,02 Ga para o metamorfismo do Complexo Santa Maria Chico (Hartmann *et al.*, 1999). Dados do sistema Sm-Nd (Soliani Jr. *et al.*, 2000) indicam idades-modelo T_{DM} entre 2,3 e 2,6 Ga e parâmetro $\epsilon_{Nd(t)}$ em torno de +3, indicando um evento de acreção juvenil no Paleoproterozóico. Ainda fazem parte do Domínio Taquarembó rochas intrusivas de composição granodiorítica a monzogranítica (Suíte Santo Afonso, Hartmann & Nardi, 1982), e rochas vulcânicas e vulcanoclásticas ácidas de afinidade cálcio-alcálica a alcalina (platô do Taquarembó), todas com idade Neoproterozóica e dados de Sm-Nd indicando assinatura crustal (Chemale Jr., 2000).

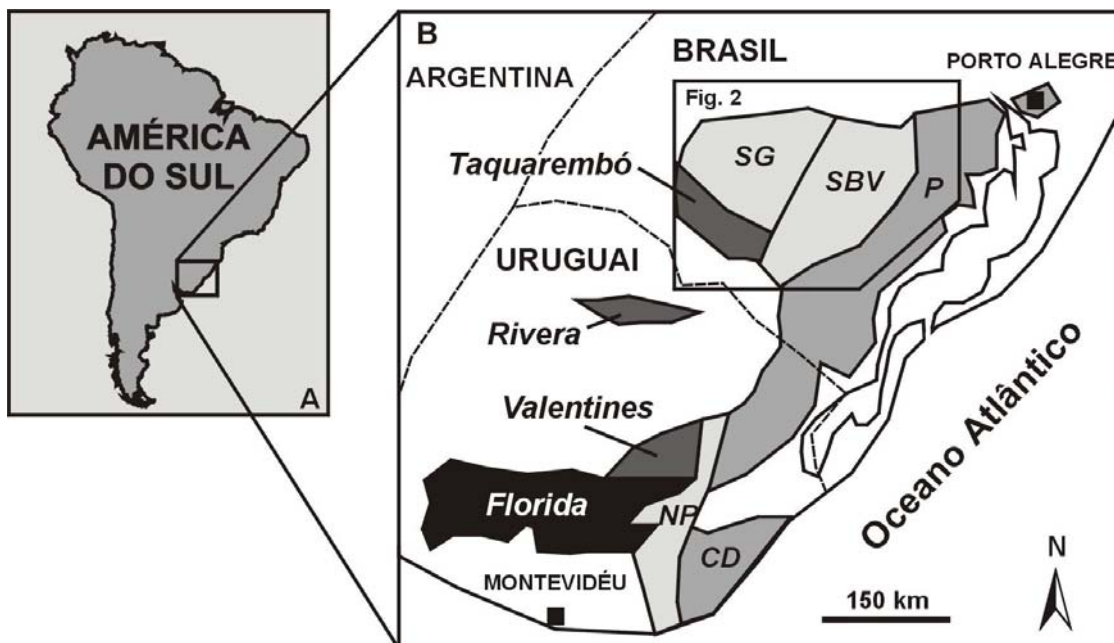


Figura 1 – Exposições de rochas pré-Paleozóicas no sul do Brasil (Escudo Sul-rio-grandense) e no Uruguai (Escudo Uruguaio), e posicionamento da região no sudeste da América do Sul (A). No mapa (B) estão localizados os blocos pré-Brasilianos do Escudo Uruguaio citados no texto (Florida, Valentines e Rivera), além dos terrenos Nico Pérez (NP) e Cuchilla Dionísio (CD). No detalhe, o contorno do mapa da figura 2, que focaliza os domínios do Escudo Sul-rio-grandense: Taquarembó, São Gabriel (SG), Santana da Boa Vista (SBV) e Pelotas (P); as cidades de Montevideú e Porto Alegre estão indicadas pelos quadrados escuros; mapa (B) modif. de Chemale Jr. (2000).

O Domínio São Gabriel (Figs. 1 e 2), que ocorre ao norte do lineamento de Ibaré e a oeste da sutura de Caçapava, é o único terreno Neoproterozóico de assinatura claramente juvenil do ESRG. O Complexo Cambaí, aí reconhecido, é composto de gnaisses e granitóides de composição tonalítica-trondhjemitica-granodiorítica (TTG), intercalados tectonicamente a rochas metavulcânicas e metassedimentares. Idades magmáticas entre 879 ± 14 e 703 ± 13 Ma (Fig. 3) foram obtidas através da metodologia U-Pb SHRIMP em zircão (Leite *et al.*, 1998). As idades T_{DM} indicam valores entre 800 e 930 Ma, com $\epsilon_{Nd(t)}$ entre +0,7 e +4,4 (Babinski *et al.*, 1996). O Supercomplexo Vacacaí (Chemale Jr., 2000) igualmente possui idades de 753 ± 2 Ma (Machado *et al.*, 1990) e 705 ± 2 Ma (Hartmann *et al.*, 2003), e é composto por metatoleiitos máfico-ultramáficos, metapelitos, anfibolitos e rochas metavulcanoclásticas. Estas rochas apresentam idades-modelo T_{DM} entre 648 e 1354 Ma (Saalman *et al.*, 2005).

A porção central do ESRG é ocupada pelo Domínio Santana da Boa Vista (Figs. 1 e 2), limitado a oeste pela sutura de Caçapava e a leste pela zona de cisalhamento Dorsal de Canguçu. Suas rochas mais antigas são os ortognaisses granodioríticos e tonalíticos de evolução polifásica pertencentes ao Complexo Encantadas (Chemale Jr., 2000), com isócronas Rb-Sr de 2,27 e 2,16 Ga (Cordani *et al.*, 1974; Soliani Jr., 1986). Dados do sistema Sm-Nd indicam idades-modelo T_{DM} de 2,0 a 3,2 Ga, com $\epsilon_{Nd(t)}$ de +5 (Soliani Jr. *et*

al., 2000). O Complexo Porongos, formado por rochas supracrustais do Neoproterozóico (783 ± 6 Ma, Porcher *et al.*, 1999), recobre os gnaisses Encantadas de forma discordante. Esta unidade possui clara proveniência Paleoproterozóica, como indicam os histogramas de idades U-Pb SHRIMP de zircões detríticos obtidos por Vasconcelos *et al.* (2003). Recentemente, a origem paleoproterozóica tanto das rochas sedimentares quanto das rochas vulcânicas do Complexo Porongos foi comprovada por Saalman *et al.* (2006), que obtiveram idades-modelo T_{DM} entre 1,73 e 2,71 Ga, além de $\epsilon_{Nd(0)}$ entre $-13,7$ e $-29,7$.

O Domínio Pelotas (Figs. 1 e 2), limitado a oeste pela zona de cisalhamento transcorrente Dorsal de Canguçu (ZCTDC) e recoberto a leste pelos sedimentos Cenozóicos da Planície Costeira, é constituído por rochas graníticas relacionadas aos estágios colisionais (Frantz *et al.*, 2003) e pós-colisionais (Bitencourt & Nardi, 1993) do Ciclo Brasileiro/Pan-Africano. Rochas intrusivas sintectônicas à ZCTDC foram datadas (Fig. 3), obtendo-se resultados nos intervalos de 658 e 625 Ma (regime transpressivo) e de 625 a 600 Ma (regime transtrativo). Estas rochas possuem uma assinatura do sistema Sm-Nd indicativa de mistura entre componentes mantélicos (juvenis) e crustais (mais antigas), com idades-modelo T_{DM} entre 1,53 e 2,27 Ga (Frantz *et al.*, 1999). Fora do domínio da ZCTDC, aflora a suíte intrusiva Pinheiro Machado, de idade magmática de 612 ± 2 Ma e $\epsilon_{Nd(t)}$ entre $-5,6$ e -10 (Babinski *et al.*, 1997), além das suítes intrusivas Eral, Viamão e Encruzilhada, a última das quais apresentando dados de Sm-Nd indicativos de maior contribuição crustal ($\epsilon_{Nd(t)}$ entre -11 e -15). Xenólitos de orto- e paragneisses, anfíbolitos, metapelitos e mármore, com idades Paleoproterozóicas, ocorrem em todas as suítes citadas (Philipp & Machado, 2002).

Os modelos evolutivos mais aceitos para o Cinturão Dom Feliciano, orógeno localizado no Gondwana sul-ocidental (Fig. 4) e responsável pela configuração do ESRG, foram propostos a partir de 1990. O modelo de Fernandes *et al.* (1995), revisado por Menegat *et al.* (1998), baseia-se principalmente em geologia estrutural e nos resultados da aplicação de técnicas geofísicas (Costa, 1997). Este modelo postula uma fase inicial de separação entre dois continentes (crátons Rio de la Plata e Kalahari), com a formação do Oceano Adamastor. Um processo de subducção para oeste, sob o cráton Rio de la Plata, teria formado um arco magmático oriental, com o consumo da crosta oceânica do Adamastor e colisão continental. Atrás do arco magmático, haveria a formação de nova crosta oceânica (o Oceano Charrua), consumida posteriormente na formação de um arco magmático ocidental, também com subducção para oeste. Para aqueles autores, processos de tectônica transcorrente dominaram o ESRG a partir de 650 Ma, acompanhados por granitogênese e formação de bacias pós-colisionais, como a “Bacia do Camaquã” (Menegat *et al.*, 1998).

IDADE	DOMÍNIO TAQUAREMBO	DOMÍNIO SÃO GABRIEL	DOMÍNIO SANTANA DA BOA VISTA	DOMÍNIO PELOTAS
Neoproterozóico	600-540 Ma - Vulcanismo do Platô do Taquarembó e intrusão das suítes Santo Afonso e Salbro	560 a 540 Ma - Magmatismo alcalino Fm. Acampamento Velho e granitóides Caçapava, Ramada, São Sepé 600 a 580 Ma - Magmatismo shoshonítico - Fm. Hilário e granitóides de Lavras do Sul	543 ± 6 Ma - Magmatismo alcalino gnaisses Capané	612 a 550 Ma - Magmatismo pós-collisional: suítes Pinheiro Machado, Erval, Viamaó, Encruzilhada e Dom Feliciano
		705 ± 2 Ma - Platô oceânico Vacacai 753 ± 2 Ma - Vulcanismo Supercomplexo Vacacai 879 ± 14 Ma - Magmatismo precoce do Complexo Cambaí: o arco de ilhas Passinho	783 ± 6 Ma - Idade magmática das vulcânicas ácidas do Complexo Porongos e deposição das metassedimentares	658 a 600 Ma - magmatismo sintectônico à ZCTDC
Mesoproterozóico				
Paleoproterozóico	2,02 Ga - metamorfismo fácies granulito no Complexo Santa Maria Chico 2,55 a 2,35 Ga - magmatismo TTG protólitos do Complexo Santa Maria Chico		2,27 e 2,16 Ga - isócronas Rb-Sr do Complexo Encantadas	Orto- e paragneisses, anfíbolitos, metapelitos e mármores, presentes como xenólitos nas unidades do Neoproterozóico

Figura 3 - quadro com as principais idades disponíveis para o Escudo Sul-rio-grandense, separadas por domínios geotectônicos; todas as idades aqui listadas constam do texto, onde estão expressas suas referências bibliográficas.

O modelo evolutivo de Chemale Jr. (2000) tem por base estudos isotópicos e geocronológicos, bem como correlações com unidades do continente africano, e propõe (Fig. 5) um evento inicial de subducção para leste, em ambiente de arco de ilhas, responsável pela geração das rochas juvenis mantélicas do seu “Cinturão Vila Nova”. Este panorama evoluiria para um arco magmático continental, entre 900 e 700 Ma, período no qual teria se formado o Prisma de acreção Palma (o Cinturão Vila Nova deformado) e a deposição das rochas sedimentares e vulcânicas do “Cinturão Tijucas”. Entre 650 e 595 Ma, o autor citado postula uma fase de subducção para oeste e posterior colisão continental, no âmbito do arco ou cinturão Dom Feliciano, seguida de eventos pós-orogênicos (595 a 540 Ma) marcados por magmatismo e formação de bacias sedimentares.

O modelo geotectônico utilizado por Saalman *et al.* (2005, 2006) sugere (Fig. 6), entre 1,35 e 0,8 Ga, subducção intraoceânica para leste, com formação do arco de ilhas Passinho. Entre 0,8 e 0,7 Ga, teria ocorrido colisão entre o cráton Rio de La Plata e o arco Passinho, com posterior subducção para oeste e formação do arco São Gabriel. Ao mesmo tempo, no interior da microplaca Encantadas ou de um paleocontinente africano, teria se desenvolvido a bacia siliciclástica do chamado “Cinturão Porongos”. A acreção e deformação do conjunto Encantadas/Porongos ao cráton Rio de La Plata e terrenos juvenis estaria posicionada entre 0,7 e 0,67 Ga. A formação de um novo arco magmático, responsável pela formação das rochas do Domínio Pelotas, para Saalman *et al.* (2006), é controversa.

Recentemente, uma origem alóctone foi proposta por Bossi & Gaucher (2004) para o terreno Cuchilla Dionísio (*CD* na Fig. 1), correspondente uruguaio do Domínio Pelotas (*P*, na Fig. 1). Para os autores citados, há significativa diferença temporal entre os picos de magmatismo e deformação do terreno Cuchilla Dionísio (Domínio Pelotas) e dos demais terrenos dos escudos Uruguaio e Sul-rio-grandense. Assim, para os autores citados, a acreção deste bloco ao Gondwana sul-ocidental teria se processado somente no Cambriano (cerca de 530 Ma), por transcorrência sinistral ao longo da zona de cisalhamento Sierra Ballena (ou Dorsal de Canguçu, Fig. 2).

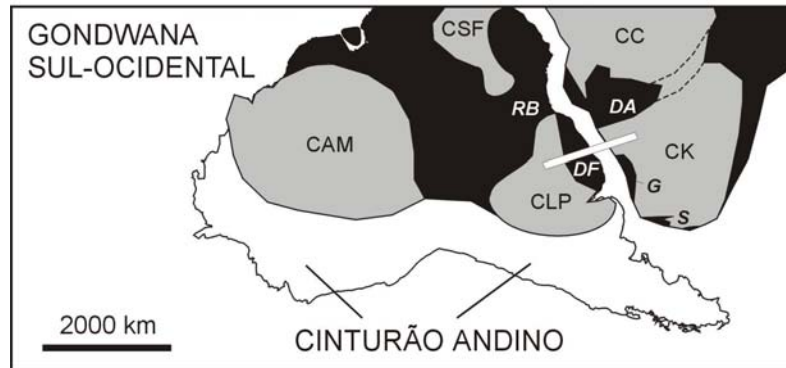


Figura 4 – Panorama paleogeográfico do Gondwana Sul-ocidental, mostrando as massas cratônicas (cinza claro) e os cinturões orogênicos Neoproterozóicos (escuro), e a posição aproximada dos perfis paleotectônicos (faixa branca) mostrados nas figuras 5 e 6; cratons: CAM – Amazônico; CSF – São Francisco; CC – Congo; CK – Kalahari; CLP – Rio de La Plata; cinturões Neoproterozóicos: DF – Dom Feliciano; RB – Ribeira; DA – Damara; G – Gariep; S – Saldania; o Cinturão Andino teve sua evolução posicionada no Fanerozóico.

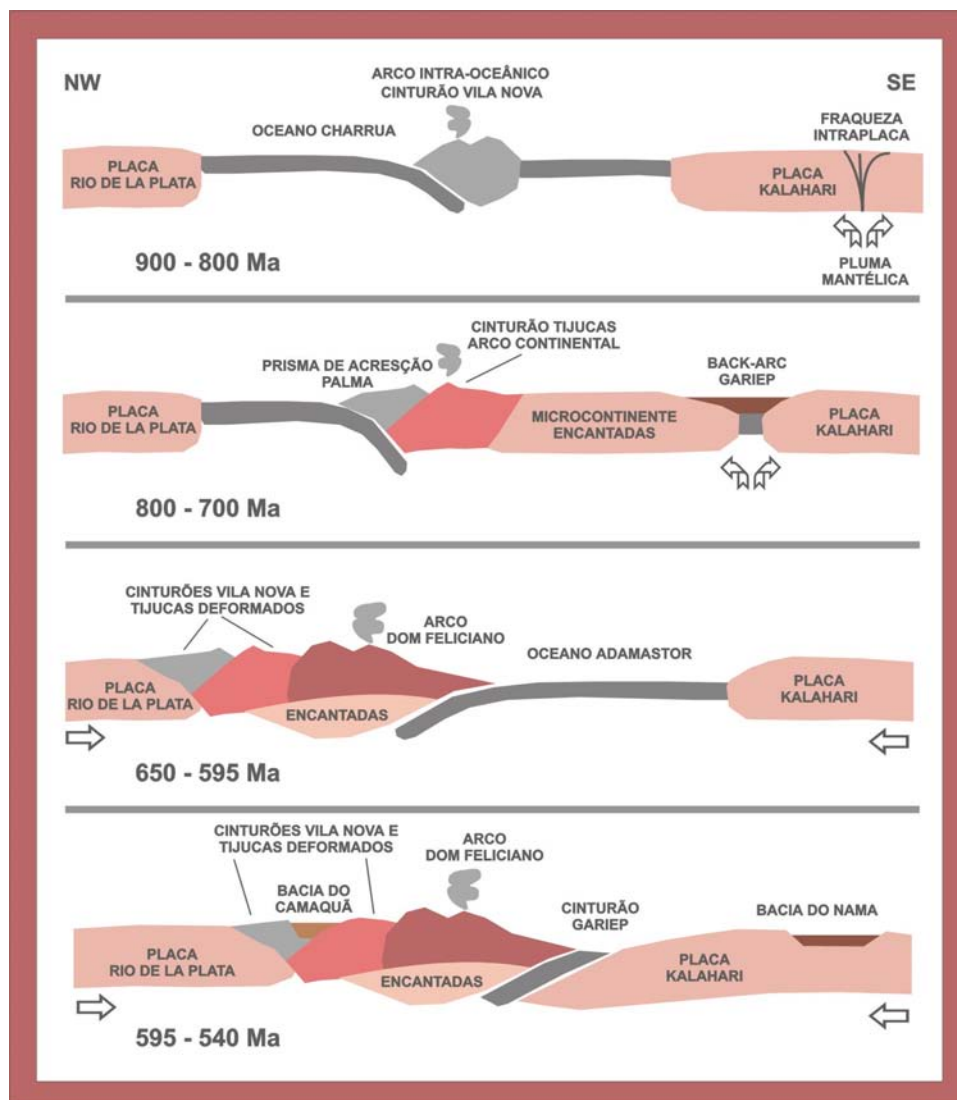


Figura 5 – Modelo evolutivo para o Cinturão Dom Feliciano, orógeno formado pela convergência entre os cratons Rio de la Plata (América do Sul) e Kalahari (sul da África), e responsável pela configuração do Escudo Sul-rio-grandense (modif. de Chemale Jr., 2000); posição aproximada no Gondwana sul-ocidental encontra-se na Fig. 4.

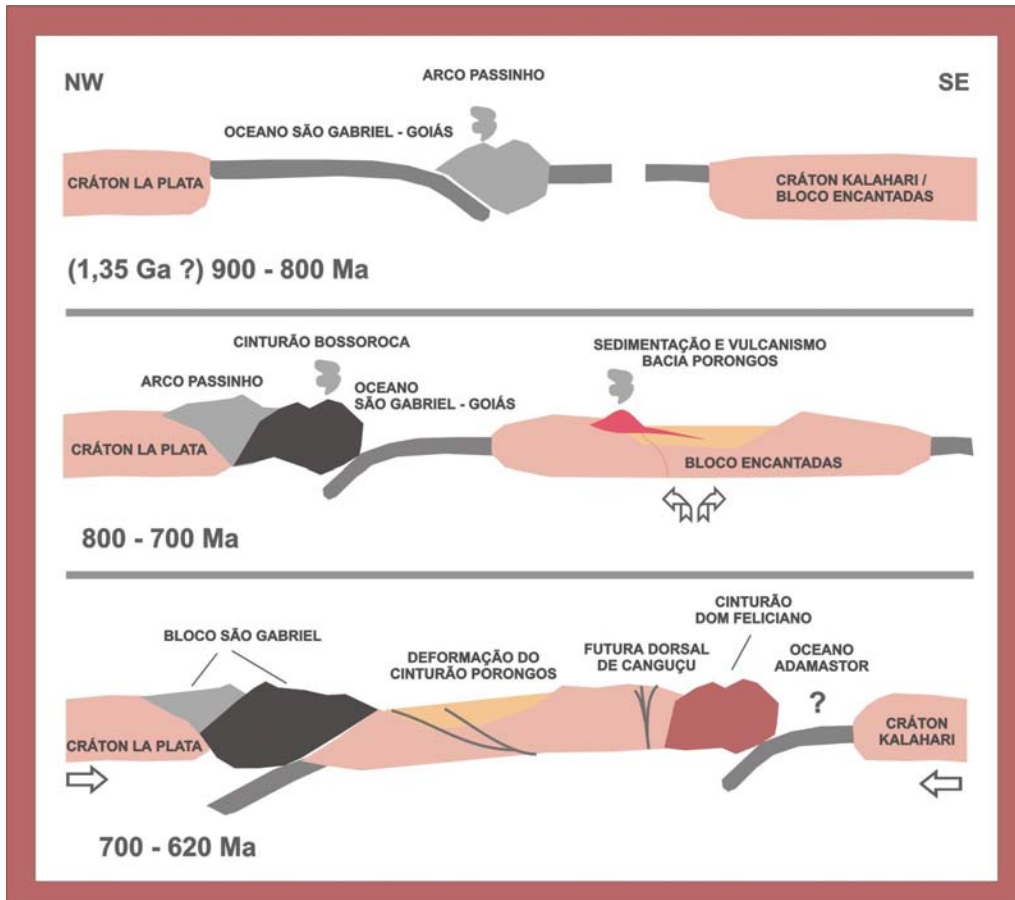


Figura 6 – Modelo evolutivo para o Cinturão Dom Feliciano (posição aproximada do perfil na Fig. 4), com base em resultados isotópicos obtidos no cinturão Bossoroca (Domínio São Gabriel) e no cinturão Porongos (Domínio Santana da Boa Vista); (modif. de Saalman *et al.*, 2005, 2006).

3 – evolução do conhecimento e caracterização geológica da “Bacia do Camaquã”

3.1 – Evolução do conhecimento geocientífico sobre a “Bacia do Camaquã”

“Bacia do Camaquã” é o termo consagrado que designa o conjunto das unidades estratigráficas sedimentares e vulcanogênicas, desprovidas de feições indicativas de metamorfismo regional, aflorantes na região do Escudo Sul-rio-grandense. As unidades que hoje compõem a “Bacia do Camaquã” têm sido objeto de pesquisas e debates científicos desde as fases iniciais das geociências no Rio Grande do Sul (Fig. 7), a partir do momento em que Carvalho (1932) descreveu as rochas do seu “complexo cristalino” ou “escudo rio-grandense”. O autor citado aponta a existência de uma unidade de “erupções de andesitos e tufos vulcânicos” e de uma unidade mais jovem, a “Série Camaquan”, cujas relações estratigráficas permitiram-lhe sugerir um posicionamento “eopaleozóico”. O trabalho de Leinz *et al.* (1941), cujo resultado foi um mapa geológico detalhado da região de Caçapava-Lavras, é importante na definição da Formação Maricá, unidade mais antiga desta sucessão.

Os trabalhos da década de 1960 fazem parte de um ciclo de cooperação entre geólogos brasileiros e norte-americanos, que realizaram mapeamento detalhado em extensas áreas do Escudo Sul-rio-grandense. Resultam deste esforço – e das diferentes abordagens seguidas por cada um dos pesquisadores – os artigos de Melcher & Mau (1960), Robertson (1966), Ribeiro *et al.* (1966) e Ribeiro (1970), cuja excelência desafia o tempo e os torna referências obrigatórias a qualquer trabalho moderno. A ordenação estratigráfica sugerida por Robertson (1966) – *Maricá Formation, Hilário Andesite, Ramada Rhyolite* e *Camaquã Group* – é muito coerente e condiz com o que hoje se pensa da região, pelo menos no âmbito desta tese. No trabalho citado também é definida a Formação Santa Bárbara (*Santa Bárbara Formation*), componente do Grupo Camaquã, com o *Martins Andesite* (hoje o Membro Rodeio Velho) intercalado à sua base.

O trabalho de Ribeiro *et al.* (1966) introduz o Grupo Bom Jardim, subdividido nas formações Arroio dos Nobres (membros Mangueirão e Vargas) e Crespos (membros Hilário e Acampamento Velho). De forma pioneira, aqueles autores vinculam ao Grupo Bom Jardim as rochas de Encruzilhada do Sul (o atual Vale do Piquiri ou Cerro da Árvore) e aquelas que vinham sendo mapeadas como “fácies Maricá leste” (a atual “janela Bom Jardim”, a leste de Caçapava do Sul). O Grupo Bom Jardim recebe também uma atenção especial no trabalho de Ribeiro (1970), no qual é focalizada a “janela Bom Jardim”. Naquela região, para o autor citado, as relações muito próximas de intercalação entre andesitos, conglomerados e ritmitos não permitem uma subdivisão confiável. Desta dificuldade surge a designação “Grupo Bom Jardim Indiferenciado”.

Ribeiro (1970) também afirma, sobre as rochas metamórficas da região de Caçapava do Sul (o atual complexo Passo Feio, de Bitencourt, 1983), que “(...) apresentam notável semelhança, no campo, com afloramentos da Formação Maricá”. Ainda afirma que “nos terrenos do Grupo Bom Jardim os andesitos apresentam alterações comparáveis, embora menos intensas, às dos meta-andesitos ocorrentes nas áreas metamórficas”. Aliás, nos trabalhos de Carvalho (1932), Melcher & Mau (1960) e Ribeiro (1970), percebe-se a liberdade de se correlacionar rochas metamórficas e não metamórficas. Carvalho (1932) afirma, sobre sua unidade de “erupções de andesitos e tufos vulcânicos”, que “o andesito está em geral metamorfozido em xisto de cor castanha (...)” e que “a oeste (...) de Caçapava, (...), levanta-se o Cerro dos Andradas, de um andesito decomposto com os caracteres de um xisto”. Melcher & Mau (1960), referindo-se à sua “série Maricá”, afirmam que ela é constituída de “grauvacas, conglomerados, tufos e folhelhos, além de riolitos e andesitos (...) localmente metamorfozidos”.

Um redirecionamento das pesquisas sobre a “Bacia do Camaquã” pode ser observado a partir do advento da tectônica de placas e do trabalho – em escala continental – de Almeida (1969), que considerou todos os depósitos clásticos relacionados ao final das orogenias neoproterozóicas como “molássicos”, incluindo as rochas sedimentares do Escudo Sul-rio-grandense. A “antefossa molássica do Cinturão Dom Feliciano”, imaginada por Frago-César *et al.* (1984, 1985), teria sido preenchida por uma *molasse* precoce (a sua Formação Maricá), totalmente de origem marinha e com intercalações vulcânicas, e uma *molasse* tardia (a sua Formação Guaritas), de características continentais (*red beds*) e depositada em duas bacias (Santa Bárbara e Camaquã) separadas pelo alto de Caçapava do Sul. A designação “Bacia do Camaquã” surge exatamente nesta fase, a partir dos trabalhos de Issler (1985) e Lavina *et al.* (1985), resultando deste modelo tectônico de preenchimento de uma bacia única.

No início da década de 1990, surgem alguns contrapontos à visão dominante de uma bacia marinha para as unidades inferiores, como aqueles externados por Oliveira

(1992) e por Flores (1992) para o Grupo Bom Jardim. Por outro lado, são registrados esforços de aplicação de novas ferramentas de pesquisa, como a petrografia e a geoquímica, às rochas sedimentares (Flores *et al.*, 1992), assim como dados referentes a estudos icnológicos (Netto *et al.*, 1992). Novas ferramentas estratigráficas, como a estratigrafia de seqüências e a aloestratigrafia, passam a ser incorporadas ao estudo da “Bacia do Camaquã” na década de 1990 (Fig. 7), como nos trabalhos de Leites *et al.* (1990), Paim (1994), Paim *et al.* (1995) e CPRM (1995). Esta fase culmina com a publicação, no âmbito do livro “Geologia do Rio Grande do Sul” (Holz & De Ros, 2000), do trabalho integrador de Paim *et al.* (2000), que já não considera uma “Bacia do Camaquã” única, mas uma série de bacias que se sucederam no tempo, ocupando um mesmo *locus* deposicional preferencialmente subsidente. Essa visão multi-bacias é compartilhada por Menegat & Fernandes (2001, 2003), assim como a predominância de esforços transcorrentes como geradores da sedimentação, em bacias do tipo *strike-slip* e *pull-apart*.

Um modelo totalmente diferente, construído com base em observações eminentemente de campo, tem sido proposto nos últimos anos: a “Bacia do Camaquã” teria sua evolução vinculada a um sistema de riftes extensionais, anorogênicos (Fragoso-César *et al.*, 2000, 2003). Uma das bases deste modelo é fornecida por Pelosi & Fragoso-César (2003): o contato basal da Formação Maricá, que recobre uma superfície já arrasada e aplainada de rochas orogênicas brasileiras do noroeste do Escudo Sul-rio-grandense. Além disso, segundo aqueles autores, a proximidade das rochas sedimentares com suas principais áreas-fonte se contrapõe à idéia de que a transcorrência seja o principal mecanismo de formação das bacias. A transcorrência, para Fragoso-César *et al.* (2003), foi posterior à maior parte da sedimentação, e teria provocado a deformação de toda a sucessão de bacias anorogênicas.

Carvalho (1932)	Leinz <i>et al.</i> (1941)	Robertson (1966)	Ribeiro <i>et al.</i> (1966)	Leites <i>et al.</i> (1990)	Paim <i>et al.</i> (2000)
	Efusivas Andesíticas				
Série Camaquan	Série Camaquã	Grupo Camaquã Conglomerado Coxilha Fm. Guaritas Fm. Santa Bárbara Mb. Andesito Martins	Grupo Camaquã Conglomerado Coxilha Fm. Guaritas Fm. Santa Bárbara Mb. Rodeio Velho	Seqüência Vulcano-sedimentar IV	Alogrupo Guaritas Alogrupo Santa Bárbara Alogrupo Cerro do Bugio
Erupções de Andesitos e Tufos Vulcânicos	Efusivas ácidas	Riolito Ramada Andesito Hilário	Grupo Bom Jardim Fm. Atol Fm. Nobres Mb. Vargas Mb. Mangueirão	Seq. Vulcanogênica III Seqüência Vulcano-sedimentar II	Alogrupo Bom Jardim
	Formação Maricá	Formação Maricá	Formação Maricá	Seqüência Vulcano-sedimentar I	Alogrupo Maricá
					Alosgrupo Camaquã

Figura 7 - Transformações da nomenclatura estratigráfica para as unidades reunidas sob a denominação de "Bacia do Camaquã" ao longo da evolução do conhecimento geocientífico com relação ao Escudo Sul-rio-grandense (Modif. De Paim *et al.*, 1995 e Caravaca, 1998).

3.2 – Distribuição geográfica e localização dos setores de afloramento da “Bacia do Camaquã”

A distribuição geográfica dos depósitos que compõem a “Bacia do Camaquã” é um importante ponto a ser discutido. Não serão aqui utilizados os termos bacia e sub-bacia para designar áreas de afloramento, por permitirem interpretações diversas, temporal e espacialmente. Por exemplo, o termo bacia tem sido utilizado no sentido geográfico, para designar áreas de ocorrência destes depósitos (“Bacia do Camaquã e Bacia Santa Bárbara-Ramada”), por Fragoso-César *et al.* (1985) e por Lavina *et al.* (1985). A mesma palavra bacia tem sido utilizada no sentido temporal, para designar os depocentros ativos à época de sedimentação (Menegat & Fernandes, 2003; Borba *et al.*, 2003, 2004). Da mesma forma, o termo sub-bacia tem sido empregado para designar locais de afloramento, como em Almeida *et al.* (2003), onde são citadas as “sub-bacias Santa Bárbara, Guaritas e Piquiri”, ou em Fambrini *et al.* (2003), no qual as “sub-bacias” são denominadas “Camaquã Ocidental, Central e Oriental”. Por fim, na revisão apresentada por Paim *et al.* (2000), o termo bacia é utilizado no sentido temporal, e sub-bacia, no sentido geográfico (“sub-bacias Ramada/Taquarembó, Santa Bárbara, Guaritas e Piquiri/Arroio Boici”). Assim, no presente trabalho, a designação “Bacia do Camaquã” será utilizada apenas como referência histórica, entre aspas, enquanto o termo bacia será usado para designar o local de deposição enquanto ativo. Geograficamente, propõe-se utilizar a expressão setores de afloramento para as ocorrências da “Bacia do Camaquã”.

Assim, setores de afloramento relacionados às unidades sedimentares e vulcanogênicas da “Bacia do Camaquã” ocorrem descontinuamente em uma extensão de 150 km na direção E-W, entre Encruzilhada do Sul e São Gabriel, e 120 km na direção N-S, entre São Sepé e Bagé (Fig. 2), estando presentes em praticamente todo o Escudo Sul-rio-grandense. A localização dos diferentes setores de afloramento está indicada através das siglas na figura 2, onde também estão representadas as estradas pelas quais se dá o acesso principal ao ESRG, a partir de Porto Alegre. Estão posicionadas as rodovias federais BR-290 (de Porto Alegre a Uruguaiana), BR-153 (da BR-290 até a fronteira com o Uruguai, passando por Bagé), BR-392 (de Santa Maria a Pelotas, passando por Caçapava do Sul), BR-293 (de Pelotas a Bagé, e depois a Dom Pedrito, próximo ao platô do Taquarembó). Também constam da figura 2 algumas estradas estaduais e secundárias utilizadas para acesso às áreas específicas, como a rodovia Caçapava-Lavras, a estrada velha de acesso a Minas do Camaquã, e as estradas vicinais de acesso a Encruzilhada do Sul e ao setor de afloramento do Cerro da Árvore.

Os setores mais próximos à cidade de Porto Alegre ocorrem exatamente na região do Cerro da Árvore, assim chamada por estar na folha (1:50.000) de mesmo nome,

cartografada pela Divisão de Levantamento do Exército Brasileiro a partir de levantamentos aerofotogramétricos realizados na década de 1970. A região também é conhecida como vale do Piquiri, pois situa-se neste local a bacia hidrográfica do rio Piquiri, afluente do rio Jacuí, e por isso este setor está rotulado como *PIQ/CA* na fig. 2. Imediatamente a oeste deste setor, ainda na carta de Cerro da Árvore, existe a Estância dos Mouras, ou Rincão dos Mouras, que empresta seu nome a este setor característico do Grupo Camaquã. O acesso a esta área deve ser realizado via Encruzilhada do Sul, tomando estradas vicinais, sem pavimentação, no sentido oeste.

A grande faixa SW-NE de afloramentos da Formação Guaritas e do Membro Rodeio Velho é aproximadamente contínua, muito bem preservada e com estratos horizontalizados, estendendo-se desde Santana da Boa Vista, no leste, até Caçapava do Sul, no oeste, e cortada pela BR-392. Algumas denominações locais, dentro dessa área maior (*GUA*), são utilizadas em trabalhos de campo, e por isso podem ser empregadas para localização de setores onde são descritas importantes seções estratigráficas da “Bacia do Camaquã”. Esse é o caso da região das Minas do Camaquã (*MC*), na folha do Exército de mesmo nome, onde se localizam as instalações do abandonado empreendimento de extração de minerais metálicos. Da mesma forma, os afloramentos de corte de estrada do antigo acesso à localidade de Minas do Camaquã desde Santana da Boa Vista, constituem um setor de afloramentos que é chamado em campo de “estrada velha da Mina” (*EV*). A sul da estrada velha da Mina, ocorre a região do Rodeio Velho (*RV*), junto ao arroio homônimo, afluente da bacia hidrográfica do rio Camaquã. Esta área, juntamente com o setor do Arroio Carajá (*CJ*), um pouco a oeste, constituem as principais exposições das rochas vulcânicas do Membro Rodeio Velho do Grupo Camaquã.

Ainda a leste de Caçapava do Sul, cortada pela BR-153 no sentido N-S, ocorre a área de afloramentos chamada “janela Bom Jardim” (*BJ*). Imediatamente a oeste de Caçapava do Sul, situa-se a grande e contínua área de afloramento da Formação Santa Bárbara, cujo acesso se dá pela rodovia estadual Caçapava-Lavras e por estradas secundárias não pavimentadas. Nesta área estão localizados setores de afloramento clássicos, como as localidades de Santa Fé (*SF*), Pedra do Segredo (*PS*), Cerro da Pedra (*CP*) e Passo do Tigre (*TG* na Fig. 2). Mais a oeste, ocorrem os setores de afloramento das formações Maricá e Acampamento Velho, como os do Passo do Salsinho (*SAL*), na carta do Exército 1:50.000 mapeada anteriormente pela CPRM (1995), Arroio América (*AA*) e o platô da Ramada (*RD*). O acesso a essas áreas se dá através de estradas secundárias internas aos municípios de Lavras do Sul e Vila Nova do Sul. Finalmente, no extremo oeste do ESRG, ocorre o setor de afloramentos do platô do Taquarembó (*TAQ*), exclusivamente vulcanogênico, cujo acesso se dá através da BR-293, até a cidade de Dom Pedrito.

3.3 – Caracterização geológica das unidades da “Bacia do Camaquã” e intrusões contemporâneas

O registro geológico da “Bacia do Camaquã”, no ESRG, de acordo com os modelos evolutivos atualmente aceitos, divide-se em cinco grandes unidades: Maricá, Bom Jardim, Acampamento Velho, Santa Bárbara e Guaritas. Estas unidades limitam-se umas das outras por discordâncias angulares ou erosivas de caráter regional, e por isso receberam interpretação e nomenclatura aloestratigráfica a partir dos trabalhos de Paim (1994) e Paim *et al.* (1995; 2000). Na presente tese, o pioneirismo da interpretação e o valor prático das unidades aloestratigráficas são reconhecidos, porém optou-se pela manutenção das designações estratigráficas consagradas: Formação Maricá (Leinz *et al.*, 1941); Grupo Bom Jardim (Ribeiro *et al.*, 1966); Formação Acampamento Velho (Cordani *et al.*, 1974); Formação Santa Bárbara (Robertson, 1966); e Formação Guaritas (Goñi *et al.*, 1962).

A Formação Maricá (Leinz *et al.*, 1941), cujos setores de afloramento ocorrem exclusivamente no Domínio São Gabriel (Fig. 2), corresponde à Formação Pessegueiro de Santos *et al.* (1978), ao Alogrupo Maricá de Paim *et al.* (2000) e ao Grupo Maricá de Pelosi & Fragoso-César (2003), e é composta por arenitos, folhelhos, siltitos e conglomerados subordinados. Os aspectos geotectônicos e de nomenclatura foram revisados por Ribeiro (1983), que considera esta unidade como representativa de sedimentação sobre uma borda de escudo fortemente retrabalhada, e exprime dúvidas a respeito do caráter autóctone da Formação Maricá. Segundo aquele autor, “cabem diversas interrogações (...)”, entre elas, “encontra-se hoje a Formação Maricá ainda sobre as rochas onde inicialmente se depositaram os sedimentos?” (Ribeiro, 1983, p. 12).

Os depósitos sedimentares da Formação Maricá, segundo Leites *et al.* (1990) e CPRM (1995), representam sistemas fluviais na base, seguidos por sistemas deltaicos e marinhos rasos, em uma tendência claramente retrogradacional. Uma possível icnofauna (*Didymaulichnus*, *Intrites* e *Planolites*) de idade Vendiana foi identificada por Netto *et al.* (1992). Alguns aspectos petrográficos foram detalhados por Orengo & Souza Jr. (1997), que identificaram arcóseos e arcóseos líticos, com litarenitos feldspáticos subordinados. Recentemente, foi proposta a elevação da unidade à categoria de Grupo Maricá (Pelosi & Fragoso-César, 2003), contendo as formações Passo da Promessa (depósitos fluviais da base), São Rafael (depósitos marinhos) e Arroio América (fluviais de topo). Esforços no sentido da integração de dados estratigráficos, petrográficos e isotópicos para a análise da Formação Maricá foram realizados por Borba *et al.* (2004, 2006).

O Grupo Bom Jardim (Ribeiro *et al.*, 1966) ocorre em diversos setores de afloramento (Fig. 2), nos quais possui características geológicas diversificadas. Na região de Lavras do Sul, afloram rochas vulcânicas e vulcanoclásticas, de composição predominantemente intermediária (andesitos) e afinidade shoshonítica, pertencentes à Formação Hilário (Lima & Nardi, 1998). Estas rochas de origem vulcânica são comagmáticas ao Complexo Intrusivo Lavras do Sul, que foi datado pelo método $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ (Gastal & Lafon, 2001; Gastal *et al.*, 2003) em 601 ± 5 Ma (monzonitos), 599 ± 7 Ma (monzodioritos) e 598 ± 3 Ma (sienogranitos). Dados do sistema Sm-Nd dos granitóides do Complexo Lavras do Sul e das vulcânicas associadas (Formação Hilário) mostram um parâmetro $\epsilon_{\text{Nd}(t)}$ pouco negativo (-0.28 to -4.3) e idades-modelo T_{DM} entre 1,3 e 1,6 Ga (Gastal *et al.*, 2003), sugerindo forte contribuição mantélica na geração dos magmas.

Os depósitos sedimentares do Grupo Bom Jardim estão reunidos na Formação Arroio dos Nobres, que ocorre principalmente a leste da cidade de Caçapava do Sul, na região de Bom Jardim (BJ na Fig. 2), e é caracterizada por intercalações de conglomerados vulcanogênicos, arenitos e siltitos subordinados, em geral com geometria tabular, ondulações assimétricas e marcas de ressecamento. Na região do Vale do Piquiri ou Cerro da Árvore (PIQ/CA na Fig. 2), entre Encruzilhada do Sul e Santana da Boa Vista, ocorre uma sucessão de conglomerados, também contendo intercalações de arenitos e siltitos, cuja posição estratigráfica é duvidosa. Flores *et al.* (1992) e Caravaca (1998) correlacionam esta sucessão sedimentar ao Grupo Bom Jardim, mas observam um predomínio de fragmentos metamórficos no arcabouço das rochas sedimentares e a ausência de feições indicativas de águas rasas.

A Formação Acampamento Velho (Cordani *et al.*, 1974), correspondente ao “*Ramada Rhyolite*” de Robertson (1966), recobre as unidades Maricá e Bom Jardim em discordância angular, encontrando-se horizontalizada (setores de afloramento Ramada e Taquarembó – RD e TAQ na Fig. 2) ou levemente basculada. Esta unidade representa uma sucessão vulcânica bimodal, com rochas basálticas na base e riolíticas (tanto piroclásticas como lavas) no topo (Almeida *et al.*, 2002). Dados do sistema U-Pb em zircões, obtidos através do método SHRIMP (Sommer *et al.*, 2003), posicionam a Formação Acampamento Velho em $549,3 \pm 5$ Ma. Informações advindas da aplicação sistema Sm-Nd (Almeida *et al.*, 2003, 2005) revelam que, da base para o topo, há um incremento na componente crustal, de idade Paleoproterozóica.

Corpos intrusivos com idades magmáticas entre 560 e 540 Ma estão distribuídos ao longo de todo o ESRG, e têm sua evolução vinculada, ao menos espacialmente, à da “Bacia do Camaquã” (Fig. 2). O complexo granítico Caçapava do Sul (Bitencourt, 1983), por exemplo, é composto principalmente de granodioritos, monzogranitos e sienogranitos,

e posicionou-se ao longo de uma zona de cisalhamento NE-SW, coincidente com a sutura de Caçapava (Fig. 2). Datações pelo método U-Pb SHRIMP em zircão revelaram populações de cristais com idades magmáticas de 561 ± 6 e 541 ± 11 Ma, e populações herdadas de 1,9 a 2,4 Ga (Leite *et al.*, 1995). Este corpo ígneo também foi datado em 562 ± 8 Ma (dados U-Pb SHRIMP em zircões, Remus *et al.*, 2000) e 552 ± 4 Ma (isócrona Rb-Sr, Sartori & Kawashita, 1985). Valores negativos de $\epsilon_{Nd(t)}$, de -9 e $-19,5$, e idades T_{DM} de 2,05 a 2,22 Ga, mostram a importância de fontes crustais neste magmatismo (Babinski *et al.*, 1996). Idades magmáticas na mesma faixa (entre 560 e 540 Ma) e dados de Sm-Nd fortemente crustais (idades-modelo Paleoproterozóicas) foram obtidos também para os granitos Jaguari e São Sepé (Remus *et al.*, 1997, 1999; Gastal *et al.*, 2003).

A Formação Santa Bárbara (Robertson, 1966) é composta por arenitos, conglomerados e siltitos avermelhados e de elevada imaturidade tanto textural como composicional. Nesta unidade, de origem claramente continental (Robertson, 1966; Paim, 1994; Paim *et al.*, 1995, 2000), ocorrem associações de fácies de leques aluviais (Borba & Mizusaki, 2002), frente deltaica aluvial, lacustre e de canais fluviais entrelaçados, arenosos e cascalhosos (Borba, 2001; Borba & Mizusaki, 2003). Uma icnofauna diagnóstica do Cambriano inferior, com características de ambiente transicional e alguma influência marinha, foi identificada por Netto *et al.* (1992). No presente trabalho, são apresentados dados de análise faciológica, estratigrafia (Borba & Mizusaki, 2003), petrografia sedimentar e do sistema isotópico Sm-Nd (Borba *et al.*, 2006, subm.), integrados no intuito de traçar um panorama evolutivo para a Formação Santa Bárbara.

A Formação Guaritas (Goñi *et al.*, 1962) é igualmente caracterizada por arenitos, conglomerados e siltitos, organizados em duas seqüências deposicionais eólicas (a unidade Pedra Pintada) e uma seqüência de origem fluvial (a unidade Varzinha), discordante, com paleocorrentes para SW, no topo (Scherer *et al.*, 2003). Intercalados à base da Formação Guaritas encontram-se derrames de rochas basálticas alcalinas, denominadas Membro Rodeio Velho (Ribeiro *et al.*, 1966) e datadas em 470 ± 19 Ma (Hartmann *et al.*, 1998). Esses basaltos, estudados através de parâmetros geoquímicos e dos sistemas isotópicos Rb-Sr e Sm-Nd (Almeida *et al.*, 2003; 2005), revelam uma origem a partir de um manto modificado por metassomatismo ou fluidos derivados de subducção, mas pequena contaminação crustal. O parâmetro $\epsilon_{Nd(t)}$ situa-se entre $-8,39$ e $-13,92$, enquanto as idades-modelo T_{DM} variam de 1,50 a 1,96 Ga (Almeida *et al.*, 2003).

4 - conceitos básicos e ferramentas analíticas

4.1 – Ciclo sedimentar e análise faciológica

Bacias sedimentares são áreas da crosta terrestre sujeitas a processos de subsidência e soerguimentos de origem termo-tectônica, ao longo de determinado tempo geológico, e sujeitam-se a erosão em suas margens e deposição em seus depocentros. Segundo Einsele (1992), são regiões onde os sedimentos podem se acumular em espessura considerável e serem preservados durante longos períodos de tempo. As rochas sedimentares, registro da evolução destas bacias, constituem o resultado de um conjunto de processos conhecido como “ciclo sedimentar”, que contempla a erosão das rochas do embasamento, além de mecanismos de transporte, deposição e diagênese no interior das bacias sedimentares. Assim, a composição das rochas sedimentares é dependente da proveniência (composição das áreas-fonte) e dos processos sedimentares superimpostos (Selley, 1988).

As rochas do embasamento de uma bacia sedimentar podem ser ígneas (vulcânicas ou plutônicas), metamórficas ou sedimentares previamente litificadas. Todas possuem em comum o fato de terem sido formadas sob condições de pressão e/ou temperatura diferentes daquelas reinantes na superfície do Planeta. Ao chegarem à superfície, através dos processos de soerguimento e denudação da pilha sobrejacente, estas rochas do embasamento passam a sofrer os efeitos do intemperismo. Os agentes do intemperismo podem ser físicos (gravidade, gelo, vento, correntes), químicos ou biológicos. O resultado da ação combinada destes agentes é a desintegração das rochas e sua conseqüente transformação em sedimentos ou detritos.

Os sedimentos, assim formados, são transportados desde a área-fonte até os depocentros da bacia sedimentar através de diferentes mecanismos de transporte, e ao longo deste trajeto adquirem características diagnósticas dos processos e dos agentes transportadores. Fluxos de detritos, movidos pela ação da gravidade, geram depósitos sedimentares de geometria cuneiforme, desorganizados (caóticos), pobremente selecionados (desde fração argila até blocos ou matacões) e baixo arredondamento dos clastos (Fig. 8 A). A ação do vento, durante a migração de um campo de dunas eólicas (*erg*), gera depósitos de geometria tabular, com estruturas cruzadas de grande porte (Fig. 8 B), grãos com boa seleção, bem arredondados mas com a superfície fosca. Correntes unidirecionais subaquosas e canalizadas, observadas ao longo de canais fluviais, dão origem a camadas lenticulares, com estratificações horizontais ou cruzadas, e níveis de grânulos e seixos.

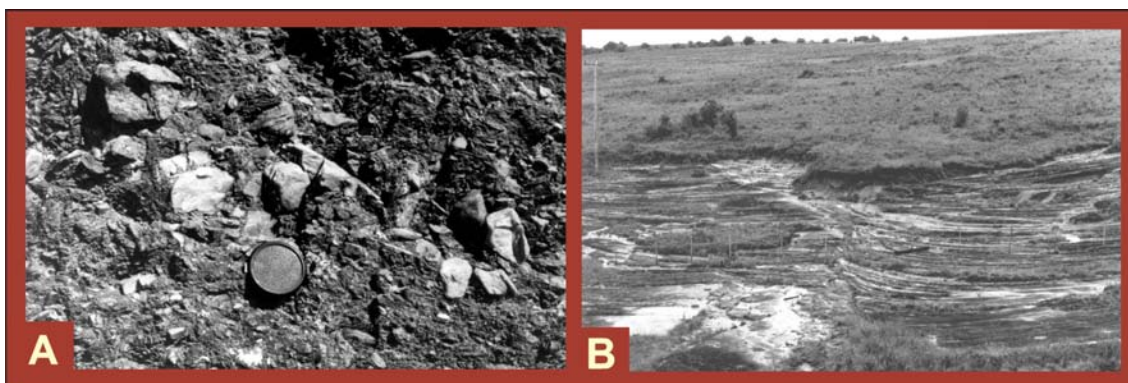


Figura 8 – (A) Fácies de conglomerados desorganizados, com fragmentos angulosos, diagnóstica de processos de transporte gravitacionais; exemplo da Formação Guaritas (Paleozóico inferior, Escudo Sul-rio-grandense), em afloramento de corte de estrada no setor da estrada velha da mina; (B) fácies de arenitos com estratificação cruzada acanalada de grande porte, típicas de processos eólicos de sedimentação; outro exemplo da Formação Guaritas, localizado junto à BR-392, km 155, entre Caçapava do Sul e Santana da Boa Vista; fotos do autor.

O reconhecimento destes processos de transporte e deposição sedimentar no registro geológico é de grande importância na análise de bacias, e constitui a base de qualquer estudo deste tipo: a análise faciológica. Os atributos que definem a fácies, elemento básico da geologia sedimentar, são exatamente aqueles aspectos descritivos citados acima, e relacionados ao processo sedimentar: geometria, estrutura e textura (litologia), além do conteúdo fossilífero, quando presente, e do padrão de paleocorrentes (Selley, 1970; Miall, 1990).

As diferentes fácies, diagnósticas exclusivamente de processos, agentes e energia de sedimentação, podem ser agrupadas em associações de fácies e modelos deposicionais, já com significado genético dentro de sistemas deposicionais definidos (Miall, 1984). Pode-se tomar como exemplo uma associação de fácies de canal fluvial entrelaçado, com depósitos conglomeráticos portadores de seixos imbricados (barras cascalhosas, Fig. 9 A), depósitos arenosos com estratificações cruzadas acanaladas (migração de dunas subaquosas de crista curva, Fig. 9 B) e com estratificação horizontal (regime de fluxo superior, leito plano – *flat bed*). Da mesma forma, uma associação de fácies marinha rasa é constituída por depósitos arenosos bem selecionados, com marcas de onda simétricas (fluxo oscilatório) e bioturbação intensa, depósitos carbonáticos (precipitação química e posterior retrabalhamento) e pelitos com lentes onduladas (*linsen*) de arenito (tração e suspensão associadas).

Os depósitos sedimentares, quando soterrados, têm seus valores de porosidade e de permeabilidade reduzidos através de um processo chamado compactação, que consiste na progressiva aproximação dos grãos do arcabouço e conseqüente perda de água intersticial. Esses efeitos são maiores em depósitos mais ricos em fragmentos de rochas ou minerais de comportamento dúctil (rochas metamórficas, micas, entre outros).

Além disso, os íons (carbonatos e silicatos) presentes na água que saturava os sedimentos começam a precipitar, dando origem à cimentação. Estes processos, resultantes de um progressivo aumento de pressão (até 2 kbar) e temperatura (até cerca de 200°C), são acompanhados pela dissolução ou substituição de componentes detríticos por carbonatos, óxidos ou argilominerais, pela formação de novas fases minerais e/ou pelo crescimento secundário de fases pré-existentes. Este conjunto de processos, chamado diagênese, é reponsável pela transformação de um depósito de sedimentos inconsolidados em uma rocha sedimentar (Blatt, 1991).



Figura 9 – (A) Conglomerados organizados, com seixos bem arredondados, depositados em barras cascalhosas; Formação Maricá, setor de afloramentos do Arroio América; (B) camada lenticular de arenitos com estratificação cruzada acanalada, diagnósticos da migração subaquosa de formas de leito de crista curva; exemplo da Formação Maricá, no setor de afloramento localizado entre Vila Nova do Sul e o platô da Ramada; estas fácies, em conjunto, podem ser agrupadas em uma associação de fácies relacionada a canais fluviais; fotografias do autor.

4.2 – Estratigrafia de seqüências

Os sistemas deposicionais, reconhecidos através do conjunto de suas associações de fácies, coexistem lateralmente em uma determinada bacia sedimentar, em um mesmo intervalo de tempo. A sucessão destes sistemas deposicionais no tempo, porém, decorre de sucessivos movimentos relativos (subidas ou quedas) do nível do mar (ou nível de base), e constitui o principal objeto da estratigrafia de seqüências.

Os conceitos básicos da estratigrafia de seqüências (Vail *et al.*, 1977; Van Wagoner *et al.*, 1988; 1990) foram desenvolvidos no âmbito da pesquisa e exploração petrolífera norte-americana (o chamado “Grupo da Exxon”), através do reconhecimento de diferentes terminações estratigráficas dos refletores registrados nas seções sísmicas (sismoestratigrafia). Observando que padrões sísmicos semelhantes se repetiam em várias bacias marinhas em um determinado tempo, Vail *et al.* (1977) concluíram que

somente um fator global poderia ser o responsável pela conformação destes estratos: as variações eustáticas do nível do mar.

A adoção da eustasia (ou glacio-eustasia, pela relação com o degelo das calotas polares) como único ou principal fator responsável pela sucessão dos estratos em uma bacia sedimentar foi muito criticada por autores como Galloway (1989) e Miall (1991), entre outros. Para esses autores, fatores climáticos e tectônicos possuem, também, importância considerável para a sucessão estratigráfica, especialmente em bacias continentais e mesmo em ambiente marinho. Estas críticas levaram Posamentier & James (1993) a sugerir a utilização da estratigrafia de seqüências como uma ferramenta (“*a tool rather than a template*”) de poderosa capacidade preditiva em estudos estratigráficos. De fato, Posamentier *et al.* (1992) já haviam demonstrado, aplicando os conceitos da estratigrafia de seqüências a um pequeno leque deltaico formado numa questão de dias na valeta de drenagem de uma rodovia, que esta ferramenta é independente de ambiente deposicional, de escala ou de tempo.

Conforme exposto acima, a ferramenta da estratigrafia de seqüências pode ser aplicada, também, a depósitos lacustres, fluviais e até mesmo eólicos (Kocurek & Havholm, 1993), considerando que a sucessão dos sistemas deposicionais depende de variações (quedas e subidas) do nível de base estratigráfico, considerado o limite inferior da erosão subaérea (Schumm, 1993). As variações do nível de base relativo, por sua vez, se devem à interferência de dois fatores: o influxo (ou aporte) sedimentar e a taxa de criação de espaço de acomodação, conceituado por Jervey (1988) como o espaço disponível para a acumulação de sedimentos. Esta interferência foi chamada por Martinsen *et al.* (1999) de “*A/S - accommodation/supply ratio*”, e é considerada a maior causa das quebras estratigráficas em sistemas fluviais. Em casos nos quais a taxa de criação de espaço de acomodação é nula, há somente *bypass* de sedimentos. Enquanto isso, quando a taxa de criação de espaço é negativa, erosão e incisão ocorrem, independentemente do aporte sedimentar. Quando o espaço de acomodação é efetivamente criado, três situações são possíveis: (a) progradação, quando o aporte sedimentar supera o espaço criado; (b) retrogradação, quando o influxo não é suficiente para superar o espaço; (c) e, por fim, agradação ocorre quando há equilíbrio entre os dois fatores.

Dessa forma, foi utilizada neste trabalho a ferramenta da estratigrafia de seqüências, considerando sua aplicabilidade a sistemas costeiros (Formação Maricá) e continentais flúvio-lacustres (Grupo Bom Jardim e Formação Santa Bárbara) e utilizando seus conceitos originais. Assim, seqüência deposicional designa uma sucessão relativamente conforme de estratos geneticamente relacionados, limitada na base e no topo por discordâncias ou suas concordâncias correlatas (Mitchum *et al.*, 1977). Essas

discordâncias constituem os limites de seqüências, e uma seqüência pode ser subdividida nos tratos de sistema de nível baixo (*lowstand*), transgressivo (*transgressive*) e nível alto (*highstand systems tract*), definidos por Brown & Fisher (1977) como associações de sistemas deposicionais representativas de certas porções da curva de variação do nível de base.

4.3 – Estudos de proveniência: petrografia sedimentar e técnicas auxiliares geoquímicas e geocronológicas

Conforme salientado anteriormente, sedimentos e rochas sedimentares representam o resultado do ciclo sedimentar, que se inicia com a desagregação de rochas do embasamento. A composição de um sedimento depende, portanto, do conjunto de rochas-fonte expostas à ação dos agentes do intemperismo, durante um determinado tempo geológico, em uma porção da superfície terrestre. Sedimentos derivados da erosão de rochas-fonte graníticas e gnáissicas, em princípio, e não considerando processos superimpostos, como o clima, são geralmente de granulometria grossa, ricos em quartzo e feldspato potássico, e com argilominerais do grupo da caulinita e da illita. Enquanto isso, rochas máficas tendem a produzir detritos ricos em plagioclásio e minerais ferromagnesianos (quando preservados), e argilominerais do grupo da esmectita (Cox & Lowe, 1995).

Os processos responsáveis pelo soerguimento e conseqüente exposição de rochas do embasamento, bem como pela subsidência e geração de bacias deposicionais, dependem do ambiente tectônico dominante. Bacias sedimentares são formadas sob qualquer regime tectônico (extensão, compressão, transcorrência), no interior ou nos limites entre as placas litosféricas (Ingersoll & Busby, 1995). Para cada tipo de bacia sedimentar, no entanto, existe a tendência à exposição de assembléias litológicas diferentes, e dessa forma a composição dos sedimentos ou rochas sedimentares que as preenchem seriam diagnósticas do ambiente tectônico de evolução da bacia (Dickinson & Suczek, 1979; Dickinson *et al.*, 1983; Dickinson, 1985). Através das proporções entre os componentes quartzo (Q), feldspatos (F) e fragmentos líticos (L), os autores citados propuseram diagramas (QFL e seus derivados, Fig. 10) nos quais é possível reconhecer campos específicos para blocos continentais (interior cratônico e embasamento soerguido), arcos vulcânicos (imaturos, transicionais ou dissecados) e orógenos reciclados (ofiolitos ou cinturões de dobramento).

As características de clima e relevo dominantes na área-fonte dos sedimentos constituem outro fator decisivo para a composição dos fragmentos detríticos (Basu, 1985). Em regiões de clima árido e com relevo marcado por encostas íngremes, os agentes do

intemperismo físico predominam, e não ocorre significativa alteração de minerais e fragmentos de rocha. Por outro lado, em regiões de relevo suave e clima mais úmido, é mais provável a formação de horizontes de solo espessos e uma maior efetividade do intemperismo químico e biológico, o que acarreta a alteração dos fragmentos mais instáveis (minerais máficos, feldspatos, fragmentos vulcânicos) a argilominerais e a preservação apenas de quartzo e minerais resistentes (zircão, rutilo, apatita, entre outros) (Suttner *et al.*, 1981; Basu, 1985).

Igualmente importantes para a preservação da carga detrítica são os processos de transporte e deposição dos sedimentos. Processos de transporte episódicos (*flash-floods*, p.ex.) de alta energia e curta duração, característicos de climas com tendência à aridez, favorecem a manutenção da integridade composicional e textural dos fragmentos. Enquanto isso, transporte lento ao longo de grandes distâncias, com áreas de armazenamento (*parking areas*) e posterior remobilização (reciclagem), permitem 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).

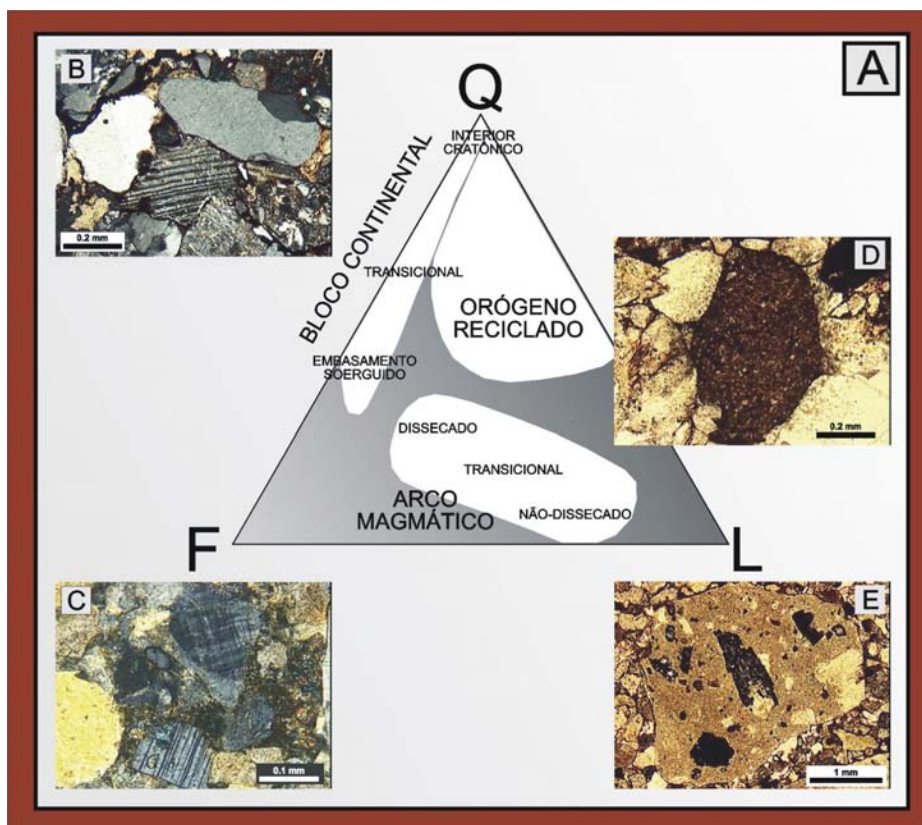


Figura 10 – (A) Diagrama QFL proposto por Dickinson & Suczek (1979), com os campos de proveniência correspondentes aos teores relativos de quartzo (Q), feldspatos (F) e fragmentos líticos finos (L); (B, C) arenitos (luz polarizada) compostos por quartzo e feldspatos (plagioclásio e microclínio), típicos de proveniência continental; (D) arenito (luz natural) composto por grãos de quartzo e fragmento fino sedimentar, típico de proveniência de reciclagem orogênica; (E) fragmento (luz natural) de rocha vulcânica andesítica em arenito, evidenciando uma proveniência de arco magmático; fotomicrografias da Formação Santa Bárbara (Paleozóico inferior, Escudo Sul-rio-grandense).

Após a deposição, a composição do arcabouço dos sedimentos ainda pode sofrer profundas alterações, devido à dissolução de fragmentos detríticos e à precipitação de novas fases minerais, por efeito da diagênese. Como exemplo, McBride (1985) lista uma série de reações (calcitização, zeolitização, dissolução, albitização, caulinitização, cloritização, recristalização, entre outras) comumente observadas em fragmentos detríticos instáveis. Feldspatos também podem sofrer substituição, dissolução e albitização, aumentando o grau de maturidade da rocha sedimentar (Helmold, 1985). O resultado é um arcabouço formado quase exclusivamente por quartzo e minerais pesados resistentes (zircão, turmalina, rutilo, apatita), como no caso dos quartzo-arenitos diagenéticos da Formação Furnas, Bacia do Paraná (De Ros, 1998).

Considerando o fato de que a composição de sedimentos e rochas sedimentares depende de todos os fatores citados acima, os estudos de proveniência começam por uma identificação correta e segura dos minerais e fragmentos de rocha presentes em seu arcabouço. Para isso, é recomendável a utilização de diferentes escalas e técnicas de observação. A abordagem mais direta pode ser feita em escala de afloramento durante trabalhos de campo, no caso de unidades sedimentares portadoras de conglomerados, através da contagem estatística dos clastos. Howard (1993) analisa os aspectos teóricos (probabilidade) e práticos deste procedimento, recomendando contagem de, no mínimo, 400 clastos, seleção aleatória da amostragem, confecção de lâminas petrográficas dos tipos de clastos encontrados, e contagem em duplicata de todos os fragmentos passíveis de identificação (segundo aquele autor, maiores que 3 cm) em uma área pré-determinada.

Em arenitos ou conglomerados de grânulos, a análise de lâminas delgadas ao microscópio petrográfico é a abordagem mais utilizada, especialmente através da contagem modal dos componentes detríticos através do método Gazzi-Dickinson. Este método, proposto independentemente por Gazzi (1966) e Dickinson (1970), foi difundido pelos trabalhos de Zuffa (1985, 1991), e leva em consideração a influência do tamanho de grão, parâmetro menosprezado pelos métodos tradicionais de contagem modal. Fragmentos maiores que 0,0625 mm (ou seja, maiores que o limite silte/areia fina), mesmo que façam parte de litoclastos maiores, são considerados componentes separados (p.ex., plagioclásio e microclínio em fragmento de rocha plutônica, Fig. 11), permitindo comparações entre arenitos de granulometria e grau de seleção diferentes. Além disso, segundo Zuffa (1985, 1991), é fundamental a definição da relação temporal entre os fragmentos e o depósito sedimentar. Grãos neoformados são derivados de precipitação química ou a partir de eventos vulcânicos sindeposicionais (fragmentos neovulcânicos), diferentemente dos fragmentos derivados da erosão de rochas do embasamento (fragmentos paleovulcânicos). Igualmente importante é a relação espacial, baseada na origem intrabacia (p.ex., intraclastos) ou extrabacia dos componentes detríticos.

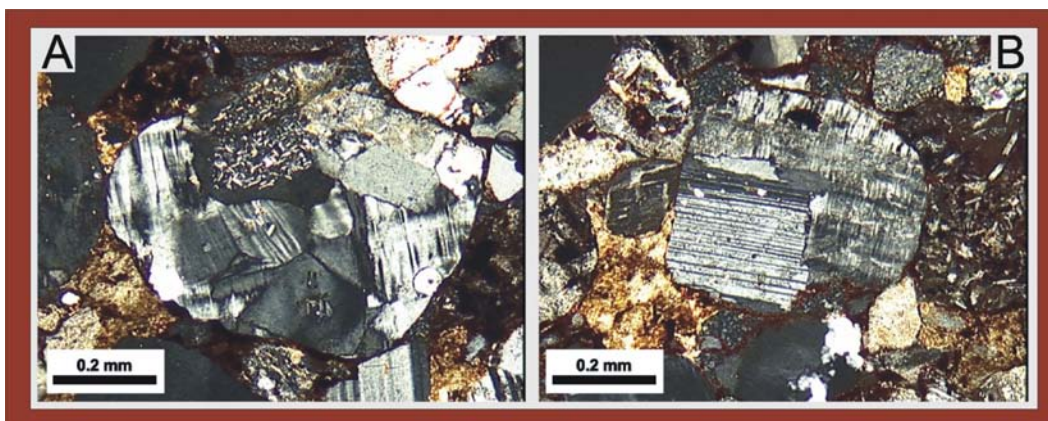


Figura 11 – (A, B) Fotomicrografias de fragmentos de rochas plutônicas, formados por microclínio, plagioclásio e quartzo, em conglomerados da Formação Santa Bárbara (Paleozóico inferior, Escudo Sul-rio-grandense): nos métodos tradicionais de contagem, este seria um fragmento lítico (L, no diagrama QFL); no método Gazzi-Dickinson, se o cruzamento dos fios do retículo estiver sobre um plagioclásio, será considerado “plagioclásio em fragmento de rocha plutônica (F, no diagrama QFL)”, permitindo assim comparação entre arenitos de diferentes granulometrias; micrografias do autor.

Este procedimento de contagem (método Gazzi-Dickinson) tem sido utilizado por muitos grupos de pesquisa em diversas bacias sedimentares. Fergusson & Tye (1999) e Colquhoun *et al.* (1999), por exemplo, utilizam dados de petrografia de arenitos para estabelecer variações verticais em uma sucessão de turbiditos do Ordoviciano ao Siluriano, na Austrália. Os autores identificaram componentes líticos e feldspáticos na base, e maior maturidade textural e composicional (quartzoarenitos) no topo, refletindo um progressivo desgaste das áreas-fonte, suavização do relevo e conseqüentemente maior tempo de residência em sistemas fluviais e costeiros. Estratigraficamente acima, foi reconhecido o aporte de componentes vulcânicos máficos, correspondendo à ativação de um arco magmático. Já no Siluriano, no topo da sucessão, o soergimento dos pacotes turbidíticos anteriores levou à remobilização e reciclagem dos sedimentos Ordovicianos. Em outro trabalho, Marensi *et al.* (2002) reconhecem petrofácies de baixo quartzo e de alto quartzo (com grande concentração de quartzo e granada) em arenitos de um vale inciso do Eoceno na Antártica. Enquanto a petrofácies de baixo quartzo indica a composição normal, com componentes de todas as áreas-fonte, a petrofácies de alto quartzo estaria relacionada à presença de discordâncias, que representam um período de erosão, não-deposição e retrabalhamento, processos responsáveis pelo desgaste dos fragmentos mais suscetíveis à alteração.

Técnicas complementares para a obtenção da proveniência de rochas sedimentares clásticas têm sido muito difundidas nos últimos anos, especialmente para rochas de granulometria mais fina ou nas quais a identificação confiável dos fragmentos já não seja possível (efeito da diagênese ou metamorfismo). Análises geoquímicas de elementos maiores, traços e terras raras permitem relacionar, através de *trends* de covariância, as assinaturas geoquímicas das rochas-fonte e dos sedimentos focalizados.

Van de Kamp & Leake (1995), por exemplo, integram análises petrográficas e geoquímicas, e alertam para o fato de que fragmentos ultramáficos são muito facilmente alterados. Os autores sugerem que, no caso de fragmentos ultramáficos alterados e de identificação duvidosa, concentrações elevadas de Co, Cr e Ni, correlacionados a MgO, podem constituir bons traçadores de proveniência ofiolítica.

O comportamento imóvel de alguns elementos-traço e terras raras (ETR), durante o ciclo sedimentar (Taylor & McLennan, 1985), também favorece sua utilização como indicadores de proveniência. McLennan *et al.* (1990), por exemplo, realizaram um estudo geoquímico focalizando especialmente os elementos Th, Zr, Sc, Ti e ETR em amostras de areias e lamas de turbiditos recentes, coletadas em ambientes tectônicos variados. Para bacias de margem passiva (amostras do Oceano Atlântico), foi obtida grande variabilidade nos resultados, atribuída à complexidade das áreas-fonte dos sedimentos. Os resultados, em geral, mostram anomalias negativas de Eu constantes (Eu/Eu^* em torno de 0,7) e razões Th/Sc próximas dos valores para a crosta superior (cerca de 1,0). Para bacias do tipo *strike-slip*, cujas amostras foram obtidas ao longo do limite ativo entre as placas do Pacífico e da América do Norte, os resultados revelam maior variação na anomalia de Eu (Eu/Eu^* entre 0,94 e 0,72) e razões Th/Sc significativamente menores ($< 0,5$), dados que sugerem a participação de áreas-fonte vulcânicas para esta sedimentação. As bacias de *back-arc* do Pacífico (Japão, Marianas, entre outras) possuem parâmetros geoquímicos que evidenciam a grande contribuição de rochas-fonte vulcânicas juvenis (pequena anomalia de Eu, razões Th/Sc baixas), porém com alguma contribuição das áreas continentais situadas no continente asiático (McLennan *et al.*, 1990).

Dados geocronológicos em minerais detríticos constituintes do arcabouço de sedimentos e rochas sedimentares também têm sido utilizados como indicadores da idade das rochas-fonte, e portanto, como traçadores de proveniência. Histogramas de idades U-Pb pelos métodos convencional ou SHRIMP em zircões detríticos (Cawood *et al.*, 2003) foram apresentados por Hervé *et al.* (2003) na determinação da proveniência de complexos metassedimentares no Chile, e por Goldstein *et al.* (1997) para a inferência das áreas-fonte dos sedimentos do Rio Orinoco, na Venezuela. Também em sedimentos recentes ou pouco soterrados, podem ser aplicados o sistema Sm-Nd em epidotos, piroxênios e granadas (Sabeen *et al.*, 2002), e o método dos traços de fissão em apatitas (TFA) e zircões (Köppen & Carter, 2000). Idades $^{40}Ar/^{39}Ar$ em feldspatos ou micas detríticas (Sherlock, 2001) também podem contribuir na solução de questões de proveniência em bacias sedimentares.

Em bacias sedimentares antigas ou muito soterradas, cujas unidades sedimentares tenham sofrido processos diagenéticos intensos ou mesmo metamorfismo de baixo grau, pode ocorrer a destruição de algumas fases minerais relativamente instáveis (anfíbólios,

piroxênios) ou o *resetting* (reinicialização) de sistemas isotópicos como o dos traços de fissão (120°C para a apatita e cerca de 250°C para o zircão, Wagner & van den Haute, 1992), mascarando ou não permitindo o reconhecimento de grande parte da proveniência. Nestes casos, apenas as datações em minerais resistatos (U-Pb em zircão, por exemplo) podem fornecer dados a respeito da origem dos detritos. Por outro lado, sistemas isotópicos analisados em rocha total, principalmente o sistema Sm-Nd (e também Pb-Pb), que praticamente não sofre fracionamento mesmo quando sujeito a altas temperaturas, atuam como traçadores confiáveis de rochas-fonte em sedimentos recentes (Asahara *et al.*, 1999; Nelson & DePaolo, 1988), sucessões sedimentares antigas (Ball & Farmer, 1998) e rochas metassedimentares deformadas em cinturões orogênicos (Pimentel *et al.*, 2001).

4.4 – Sistema isotópico Sm-Nd: características e aplicação a estudos de proveniência

Os elementos Samário (Sm) e Neodímio (Nd) pertencem ao grupo dos Lantanídeos, ou elementos terras-raras (ETR) leves, e ocorrem na grande maioria dos minerais e rochas, sempre em teores muito baixos. A importância destes elementos para estudos de geocronologia e geologia isotópica reside no fato de que o isótopo de Sm de massa 147 decai, por emissão de partícula alfa (α), para o isótopo de Nd de massa 143, segundo uma meia-vida de aproximadamente 106 Ga. Os teores muito baixos de Sm e Nd nos materiais terrestres (concentrações da ordem de ppm), e a meia-vida muito longa do sistema de decaimento de ^{147}Sm para ^{143}Nd (cerca de 23 vezes a idade da Terra) fazem com que as variações de abundância entre os diferentes isótopos de Nd sejam muito sutis. Por esses motivos, apenas nas últimas décadas, com o desenvolvimento de técnicas mais modernas, eficientes e precisas de separação iônica entre os ETR e de espectrometria de massas, foi possível a utilização em larga escala do sistema Sm-Nd em estudos isotópicos aplicados às geociências (DePaolo, 1988).

Nos processos de formação (condensação a partir da *nebula* solar) e diferenciação (formação do núcleo) do planeta Terra, considera-se que os elementos Sm e Nd teriam um comportamento semelhante, não tendo sofrido fracionamento. Ao final de sua formação, portanto, a Terra possuiria uma composição isotópica de Sm/Nd uniforme (reservatório uniforme – UR), e que somente seria modificada com a evolução do planeta e com a formação da crosta terrestre. Dessa forma, a composição isotópica dos meteoritos condríticos – que não sofreram posterior modificação – guardaria o registro do “manto

terrestre primitivo”, e por isso essa condição inicial é chamada de reservatório uniforme condrítico (CHUR, DePaolo & Wasserburg, 1976).

Para os primeiros estágios de formação da crosta terrestre, este manto CHUR teria sido parcialmente fundido, gerando um magma que formaria a crosta primitiva. Dessa forma, o manto primordial, de composição CHUR, estaria depletado (empobrecido) nos elementos compatíveis com a crosta formada. Assim, todo o fracionamento de Sm em relação a Nd seria resultante de processos de magmatismo durante a formação da crosta terrestre, fornecendo à razão Sm/Nd (e ao padrão de distribuição de ETR) um significado petrogenético importante: baixas razões Sm/Nd correspondem a um padrão de enriquecimento de ETR leves, como na composição média da crosta terrestre; por outro lado, altas razões Sm/Nd correspondem a um enriquecimento em ETR pesados, mais característico do manto terrestre e de rochas como peridotitos.

Considerando-se que a crosta, gerada a partir da fusão parcial do manto CHUR, incorpora preferencialmente Nd em relação a Sm, esta terá uma razão Sm/Nd diferente da razão do CHUR. A partir deste momento de formação de crosta primitiva, a razão $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ crescerá mais lentamente na crosta (pela menor abundância de ^{147}Sm) do que no CHUR. Por outro lado, na porção do manto que sofreu fusão parcial (manto depletado – DM), haverá uma concentração maior de ^{147}Sm , provocando um crescimento mais acelerado da razão $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ (Fig. 12). Com a evolução do planeta Terra, houve a geração cada vez mais significativa de crosta, e conseqüentemente uma maior diferenciação do manto relativamente ao CHUR. Assim, quando comparadas aos valores do CHUR, razões mais altas indicam uma derivação a partir de um manto depletado (DM), enquanto razões mais baixas sugerem fusão parcial de material crustal na geração de magmas.

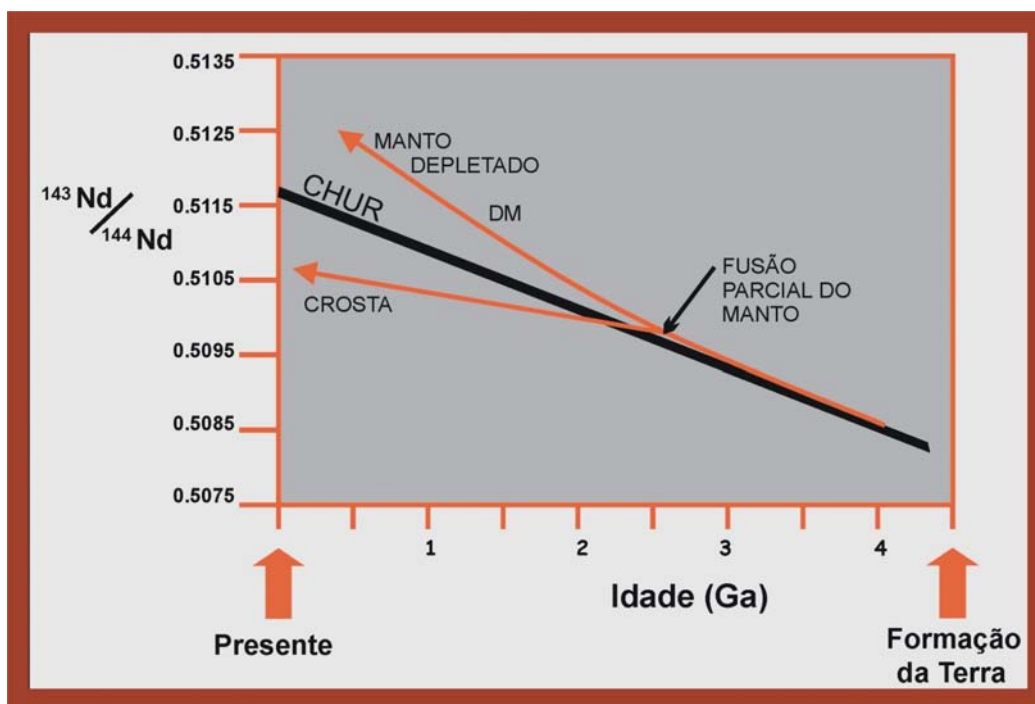


Figura 12 – Diagrama evolutivo para a razão $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ no tempo geológico; a fusão parcial de um manto de composição condritica uniforme (CHUR) origina uma parcela de crosta, enriquecida em Nd e empobrecida em Sm; como não há uma abundância de ^{147}Sm para decair para ^{143}Nd , a razão $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ cresce mais lentamente em relação ao manto; já no manto depletado em Nd, há uma quantidade maior de ^{147}Sm , e a razão $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ cresce de forma mais acelerada.

Uma vez que as variações na razão $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ entre diferentes materiais terrestres são muito sutis, foi elaborado o parâmetro ϵ_{Nd} , através do qual a compreensão e a visualização dos dados do sistema Sm-Nd são mais diretas. Ao longo da evolução do planeta Terra, a razão isotópica $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ do CHUR decresceu de cerca de 0,5126 (média aproximada de 58 condritos) para o valor atual de 0,511847 (DePaolo, 1988). Para se saber a razão $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ do CHUR em um determinado tempo T, utiliza-se a fórmula (1) (De Paolo, 1988):

$$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_{\text{CHUR}}(T) = ^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_{\text{CHUR}}(0) - ^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}_{\text{CHUR}}(0) [e^{\lambda_{\text{Sm}} T} - 1], \quad (1)$$

onde os valores atuais são $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_{\text{CHUR}}(0) = 0,511847$ e $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}_{\text{CHUR}}(0) = 0,1967$, e a constante de decaimento λ_{Sm} é de 0,00654/Ga. A partir da comparação com este “padrão de referência”, a razão isotópica $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ de uma amostra de rocha no tempo T é dada pelo parâmetro $\epsilon_{\text{Nd}}(T)$, definido por (2):

$$\epsilon_{\text{Nd}}(T) = 10^4 [^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_{\text{amostra}}(T) - ^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_{\text{CHUR}}(T)] / ^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_{\text{CHUR}}(T). \quad (2)$$

Assim, valores positivos de $\epsilon_{Nd}(T)$ refletem razões $^{143}Nd/^{144}Nd$ maiores que a do CHUR e, portanto, uma origem mantélica para determinado conjunto de amostras, enquanto valores negativos indicam razões $^{143}Nd/^{144}Nd$ mais baixas e derivação crustal. Um diagrama ϵ_{Nd} versus idade possui duas linhas principais: uma horizontal, indicando o CHUR (que é a referência para o ϵ_{Nd}); e outra, que inflete para a parte superior do gráfico, representando a composição do manto depletado (DM). Os valores de ϵ_{Nd} referentes às razões isotópicas medidas [$\epsilon_{Nd}(0)$] se posicionam junto ao eixo y do gráfico, correspondendo ao $T=0$ (hoje). Traçando-se uma linha reta entre este valor e o ϵ_{Nd} calculado para a idade de cristalização [$\epsilon_{Nd}(T)$], a continuação desta linha interceptará as linhas CHUR e DM. As idades correspondentes a estes interceptos são as idades-modelo T_{CHUR} e T_{DM} e indicam, respectivamente, a idade de extração, a partir do manto original ou depletado, do magma gerador da unidade ígnea cujas amostras foram estudadas. Uma idade T_{DM} próxima à idade de cristalização, correspondendo a valores positivos de ϵ_{Nd} , indicará uma origem mantélica juvenil para a rocha em questão. Por outro lado, uma idade T_{DM} muito antiga em relação à idade de cristalização (valores negativos de ϵ_{Nd}) sugerirá uma derivação crustal para esta unidade.

Relativamente a outros sistemas isotópicos, como Rb-Sr e U-Th-Pb, o sistema Sm-Nd apresenta uma grande vantagem em condições próximas à superfície terrestre: o caráter praticamente imóvel e o comportamento muito semelhante dos elementos Sm e Nd. Além disso, os ETR fazem parte da grande maioria das espécies minerais constituintes das rochas, como feldspatos e minerais ferromagnesianos, e os elementos Sm e Nd ocupam confortavelmente a posição um do outro na estrutura dos minerais, estando relativamente estáveis e praticamente não suscetíveis a processos de lixiviação e fracionamento (DePaolo, 1988).

Goldstein *et al.* (1984), investigando o comportamento do sistema Sm-Nd de sedimentos atuais, transportados por grandes sistemas fluviais ou ventos, introduziram a idade-modelo t_{CR} (idade de residência crustal), que indica quanto tempo se passou desde que uma amostra deixou de possuir a mesma razão do manto a partir do qual seus precursores foram gerados. Praticamente todas as amostras estudadas possuem razões pouco variáveis: as razões $^{147}Sm/^{144}Nd$ ficaram em torno do valor $0,115 \pm 0,01$, enquanto as razões $^{143}Nd/^{144}Nd$ se posicionaram entre 0,5118 e 0,5125, correspondendo a valores de $\epsilon_{Nd}(0)$ entre -3 e -16 . Os autores consideraram esses valores como uma média da composição da crosta continental atualmente em erosão, com a idade t_{CR} média dos maiores rios do mundo em $1,70 \pm 0,35$ Ga.

Algumas amostras analisadas no trabalho citado acima, no entanto, forneceram valores diferentes da “composição média da Terra”, como no estuário do Rio São Lourenço, no Canadá, e na baía de São Francisco, na Califórnia, onde foram obtidas altas razões $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$, de 0,512366 e 0,512456, respectivamente. Isto sugere a participação mais significativa de fontes crustais jovens na sedimentação, como os terrenos Grenville (no caso do rio São Lourenço, que possui t_{CR} de 1,09 Ga) e o batólito da Sierra Nevada (na Califórnia). Os sedimentos dos rios Columbia (oeste da América do Norte) e Nilo (África) possuem razões $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ muito altas, entre 0,13 e 0,15, indicando a presença de componentes menos fracionados que a crosta superior típica. De fato, o rio Columbia drena rochas representativas de um arco magmático recente, enquanto o rio Nilo tem como principal área-fonte os basaltos do Platô da Etiópia, no contexto do rifte Leste-Africano (Goldstein *et al.*, 1984).

No trabalho de Grousset *et al.* (1988), contudo, foram verificadas heterogeneidades significativas na composição isotópica dos sedimentos de fundo e da carga em suspensão nos ventos na região leste do Oceano Atlântico Norte. Os valores encontrados (Fig. 13) tiveram uma variabilidade maior, com a razão $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ situando-se entre 0,511892 e 0,512890. Valores positivos de $\epsilon_{\text{Nd}}(0)$ foram observados nas imediações do Arquipélago dos Açores, correspondendo a idades-modelo menores que 1,0 Ga, por influência da erosão do próprio arquipélago. Uma área com valores de $\epsilon_{\text{Nd}}(0)$ entre $-2,5$ e -10 ocorre entre o estreito de Gibraltar (G, na Figura 13) e os Açores, com idade-modelo média de 1,5 Ga. A interpretação dos autores leva em conta uma assinatura vulcanogênica juvenil do Mar Mediterrâneo, pela atividade vulcânica no sul da Europa, além da proveniência vulcânica dos sedimentos do Nilo (N, na Figura 13), no nordeste da África. A sul e a norte desta faixa, os valores de $\epsilon_{\text{Nd}}(0)$ ficam entre -12 e -15 , com idades-modelo sempre maiores que 1,75 Ga, sugerindo contribuição significativa dos ventos provenientes do Saara e dos crátons norte-americanos (Grousset *et al.*, 1988).

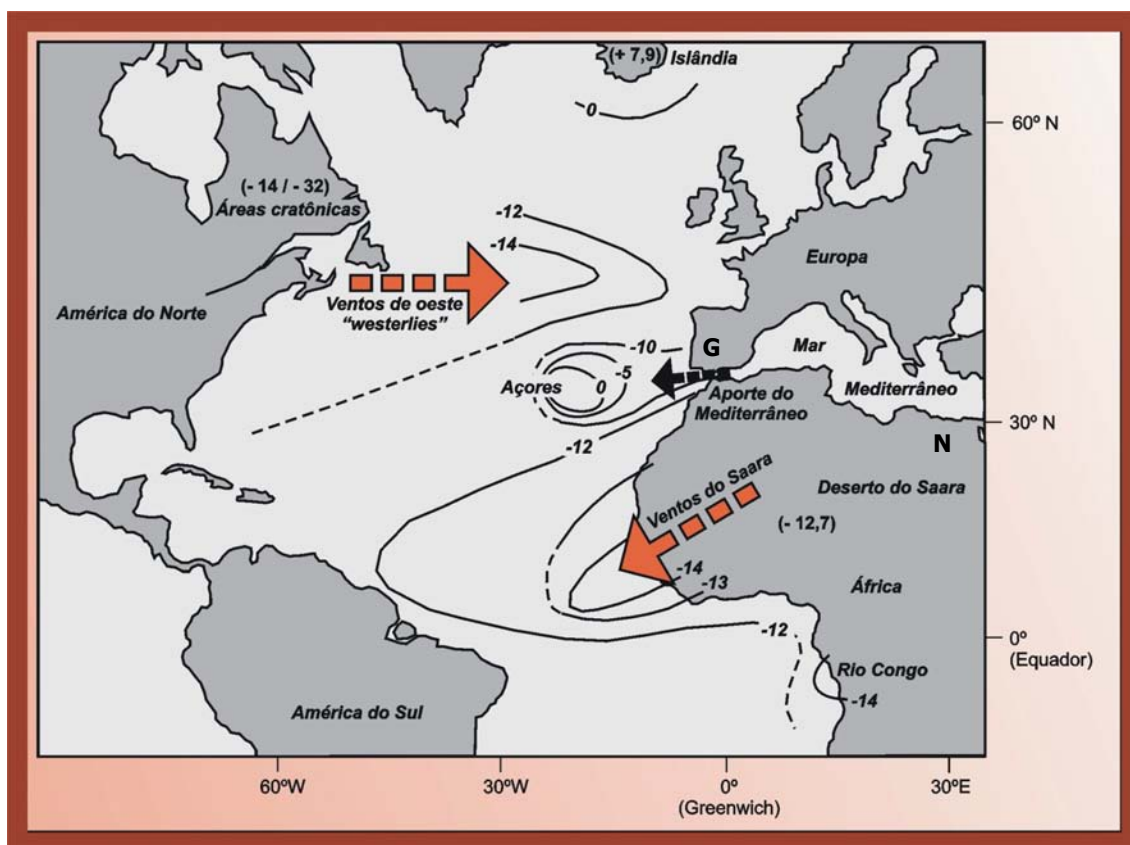


Figura 13 – Valores de ϵ_{Nd} obtidos por Grousset *et al.* (1988) para amostras de sedimentos recentes do Oceano Atlântico Norte, evidenciando assinatura mantélica na região dos Açores e assinaturas crustais provenientes dos escudos Africanos e Norte-americanos, levadas pelos ventos do Saara e dos chamados "westerlies".

O trabalho de McLennan *et al.* (1990) relaciona a composição isotópica de Nd (associada a dados obtidos por petrografia e geoquímica) ao ambiente tectônico dominante em cada bacia sedimentar. As amostras de bacias de margem passiva (Oceano Atlântico), mostram valores de $\epsilon_{Nd}(0)$ entre $-24,9$ e $-9,9$, correspondendo a idades-modelo T_{DM} maiores que 1,6 Ga. Amostras coletadas ao longo da costa de Newfoundland (costa leste dos Estados Unidos) e de Angola (oeste da África) possuem idades T_{DM} Arqueanas (2,58 e 2,49 Ga, respectivamente), refletindo a contribuição de regiões cratônicas antigas expostas nos continentes americano e africano. Enquanto isso, uma amostra coletada nas proximidades das Ilhas Falklands (Malvinas), no Atlântico Sul, possui $\epsilon_{Nd}(0)$ de $-4,4$ e T_{DM} de 1,11 Ga, composição certamente influenciada pelo aporte de material da cadeia dos Andes. Em bacias de colisão continental (Rio Ganges, drenagem dos Himalaias), os autores obtiveram os valores mais negativos de $\epsilon_{Nd}(0)$, com $-25,7$, correspondendo a uma idade T_{DM} de 2,30 Ga. Em bacias de *strike-slip* e *back-arc*, os resultados demonstram com clareza a contribuição de áreas-fonte crustais [$\epsilon_{Nd}(0)$ negativo, T_{DM} antiga] e de derivação mantélica juvenil para a sedimentação. Em bacias de fore-arc os sedimentos são

exclusivamente derivados de arcos magmáticos juvenis, e refletem esta condição no parâmetro $\epsilon_{Nd}(0)$ entre +0,7 e +8,3 e nas idades-modelo de 0 a 0,65 Ga.

McLennan *et al.* (1990) também abordaram a questão da influência granulométrica sobre os resultados do sistema Sm-Nd, trabalhando com as porções de base (areias) e topo (lamas) de pacotes turbidíticos de bacias distribuídas por todo o mundo. Os autores citados obtiveram diferenças de até 440 Ma na idade-modelo T_{DM} entre as duas frações, especialmente em amostras de bacias contíguas a arcos continentais, onde existem rochas crustais e mantélicas disponíveis para a sedimentação. Este aspecto da granulometria foi abordado mais recentemente por Innocent *et al.* (2000), através do estudo de seis amostras de sedimentos do Holoceno e associadas ao último máximo glacial da porção *offshore* do Labrador (leste do Canadá). As amostras foram separadas em três frações distintas: fração argila ($FF < 2\mu m$), fração silte fino coesivo (entre 2 e $10\mu m$) e silte grosso (de 10 a $63\mu m$). Observou-se que a fração mais grossa é depletada em Sm e Nd em relação às frações mais finas, e que a fração argila ($FF < 2\mu m$) possui sistematicamente as menores razões $^{147}Sm/^{144}Nd$. Nas amostras mais jovens, abaixo de 10,3 ma, as frações mais finas mostram um enriquecimento em um componente radiogênico em relação ao intervalo mais grosso. Isso demonstra que o silte seria transportado desde a costa da América do Norte (terrenos pré-Cambrianos), enquanto a argila seria trazida do norte, através de correntes marinhas profundas, desde a Islândia (a provável fonte do componente radiogênico, mantélico). Por outro lado, nas amostras de 22 e 26 ma, influenciadas pelo último evento glacial, não ocorre esta diferença entre as frações, além da assinatura ser muito mais crustal. Isto significa, na interpretação de Innocent *et al.* (2000), que durante o último evento glacial a influência da corrente marinha que traz sedimentos finos da Islândia para o sul teria sido muito reduzida.

Outro fator importante, que pode influenciar na identificação da proveniência de rochas sedimentares através do sistema Sm-Nd, é a diagênese. Nesse sentido, o trabalho de Awwiller & Mack (1991) utiliza amostras de arenitos e folhelhos de bacias cenozóicas do sul-sudeste do Texas, coletadas com diferenças de profundidade de até 3.000 metros, para verificar variações nos parâmetros $\epsilon_{Nd}(0)$ e T_{DM} . Os dados do sistema Sm-Nd permitem a identificação segura das rochas-fonte das unidades, mas ocorrem variações significativas [aumento na idade T_{DM} e decréscimo do $\epsilon_{Nd}(0)$] com o aumento da profundidade e do grau de diagênese, que chegou a temperaturas de até 200°C, com ilitização da caulinita. Os autores sugerem dois mecanismos diagenéticos possíveis para esta modificação das idades T_{DM} nas rochas sedimentares: (1) perda de Nd radiogênico (juvenil, mantélico); e (2) fracionamento mineralógico de Sm em relação a Nd, durante a ilitização da caulinita. Modificações nas idades-modelo durante processos não apenas de

diagênese, mas também de alteração intempérica, foram igualmente relatadas por Zhao *et al.* (1992) na Austrália.

A partir destes trabalhos pioneiros e da consolidação do sistema Sm-Nd como um confiável traçador de proveniência, muitos estudos foram realizados no sentido de aplicar esta metodologia ao problema da identificação de áreas-fonte de sedimentos e rochas detríticas. Os trabalhos de Mearns (1988) e Cameron & Hattori (1997), por exemplo, focalizaram o sistema Sm-Nd em sistemas fluviais e estuarinos, e obtiveram excelente correlação entre os resultados de áreas-fonte e os sedimentos coletados, tanto para terrenos cratônicos quanto para assinaturas juvenis. Ainda focalizando sedimentos recentes, Weldeab *et al.* (2002) estudaram a proveniência e redistribuição de sedimentos siliciclásticos na região leste do Mar Mediterrâneo, obtendo um claro gradiente entre a influência juvenil dos sedimentos do Nilo e da crosta mais antiga, aflorante na região do Saara (Fig. 14).

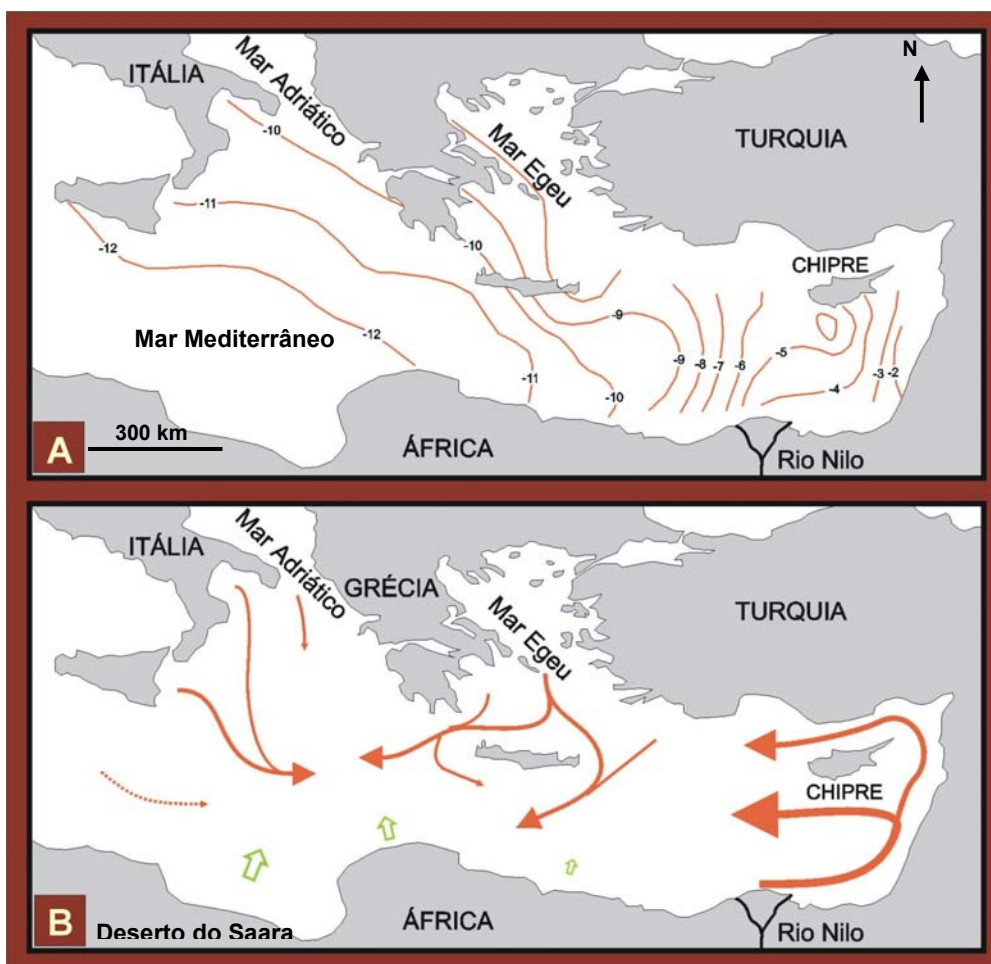


Figura 14 – (A) Distribuição dos valores de ϵ_{Nd} e (B) interpretação do transporte de sedimentos no Mar Mediterrâneo (modif. de Weldeab *et al.*, 2002).

Em termos de rochas sedimentares, os trabalhos de Gleason *et al.* (1994, 1995) e Andersson *et al.* (2003) utilizaram dados do sistema Sm-Nd para sugerir a proveniência e a paleogeografia de bacias sedimentares do Paleozóico. Enquanto isso, Farmer *et al.* (2001), trabalhando no sudoeste dos Estados Unidos, descobriram similaridades entre as assinaturas isotópicas de unidades do Neoproterozóico e Cambriano inferior separadas por cerca de 800 km de distância, o que lhes permitiu inferir uma zona de cisalhamento de grande escala. Rochas sedimentares afetadas por metamorfismo também têm sido estudadas através deste sistema isotópico, como demonstram os trabalhos de Ball & Farmer (1998), Ugidos *et al.* (1997) e Pimentel *et al.* (2001), este último nos metassedimentos do Cinturão Brasília, que possuem proveniência mista entre uma região cratônica (cráton São Francisco) e um arco magmático juvenil (Arco Goiás) do Neoproterozóico.

4.5 – Método $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$

Minerais e rochas ricos em potássio são passíveis de datação radiométrica através dos métodos K-Ar e $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$. O ^{40}K é um isótopo radioativo que decai para ^{40}Ar segundo uma meia-vida de 1,31 Ga. O argônio formado neste processo, por constituir um gás nobre, não reativo, fica aprisionado na estrutura cristalina dos minerais. Enquanto a rocha ou mineral estiver em baixas temperaturas, o argônio ficará retido. No entanto, se a rocha ou mineral hospedeiro for submetido a temperaturas mais elevadas, a vibração dos átomos da estrutura cristalina poderá permitir que o argônio se difunda, alcance as bordas do mineral e escape para a atmosfera. A temperatura na qual esse processo de difusão e perda de argônio se verifica, chamada temperatura de bloqueio, varia entre diferentes minerais, por suas estruturas cristalinas diversas. Da mesma forma, durante o resfriamento de um magma, por exemplo, o argônio somente começará a ser retido pelos minerais ao alcançar a temperatura de bloqueio e, assim, os métodos baseados neste processo irão fornecer idades de resfriamento dos minerais ou da rocha. Segundo Soliani Jr. *et al.* (2000), os minerais mais apropriados para a datação K-Ar são os anfibólios (temperatura de bloqueio de 500 a 550°C), as muscovitas ($\pm 350^\circ\text{C}$) e as biotitas ($\pm 280^\circ\text{C}$). A aplicação a feldspatos potássicos, especialmente aqueles de rochas intrusivas de resfriamento lento, têm demonstrado perdas importantes do ^{40}Ar radiogênico e, por isso, é menos usual.

O método $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ (Merrill & Turner, 1966), por sua vez, tem como princípio a produção induzida de ^{39}Ar , a partir do isótopo-pai ^{39}K , que retém um nêutron e libera um próton quando bombardeado por um fluxo de nêutrons rápidos em reator nuclear. Como a razão $^{40}\text{K}/^{39}\text{K}$ é constante em materiais geológicos, a medida do ^{39}Ar obtida através da

irradiação será proporcional à quantidade de ^{40}K , descobrindo-se quanto ^{40}Ar foi perdido e retido por determinado mineral. Assim, obtêm-se idades de resfriamento, relacionáveis a diversos processos geológicos, como eventos vulcânicos (Boven *et al.*, 2002), taxas de resfriamento em rochas plutônicas, termocronologia de terrenos metamórficos, bacias sedimentares e zonas de cisalhamento, proveniência sedimentar, processos diagenéticos e de intemperismo (Vasconcelos *et al.*, 2002). Outra vantagem deste método está na possibilidade de extração progressiva do argônio com aumento da temperatura, por patamares de aquecimento (*step-heating*), que permitem a obtenção de uma idade para cada fração extraída. Nas extrações referentes às bordas do mineral, poderão ser obtidas idades anômalas, relacionadas a perdas de argônio por difusão. Em posições mais internas do mineral, porém, é comum a obtenção de resultados muito semelhantes, que formam um platô no gráfico de idade. Essa idade, chamada idade-platô, pode estar muito próxima à idade de cristalização ou primeiro resfriamento do mineral, se este tiver experimentado perda de argônio apenas nas bordas.

4.6 – Metodologia utilizada

O trabalho aqui apresentado segue algumas das recomendações feitas por Miall (1984), em seu “*Principles of Sedimentary Basin Analysis*”, especialmente no que diz respeito a um bom conhecimento das rochas sedimentares e à aplicação integrada de diversas ferramentas, sensíveis a diferentes processos. As etapas nas quais este trabalho foi realizado encontram-se resumidas abaixo.

- etapa pré-campo: esta etapa contemplou aquisição e análise de cartas topográficas do Exército, na escala 1:50.000, visualização estereoscópica de fotografias aéreas (estereopar) nas escalas 1:60.000 e 1:25.000, e análise de imagens de satélite em diferentes composições; assim, foram determinadas as melhores formas de acesso às diferentes áreas, traçados os prováveis contatos litológicos, as potenciais quebras no registro estratigráfico e os perfis mais indicados para caminhar em campo nas diferentes unidades da “Bacia do Camaquã”;
- etapa de campo: nestes perfis, foram descritas as diferentes fácies, representadas em seções colunares; os parâmetros descritos para cada fácies foram geometria e continuidade lateral das camadas, textura, composição do arcabouço, estruturas sedimentares e paleocorrentes; sempre que possível, já em trabalho de campo, as fácies identificadas receberam códigos compatíveis com aqueles propostos por Miall (1984 e 1996) para sistemas fluviais; foram priorizadas, na análise das paleocorrentes, as estratificações cruzadas, sempre

com o cuidado de medir o basculamento da camada para posterior correção dos resultados; os afloramentos, as estruturas sedimentares e a geometria das camadas, bem como outras feições associadas e de interesse para este trabalho, tiveram registro fotográfico; as diferentes fácies foram agrupadas em associações de fácies e modelos deposicionais, para o que foram utilizados conceitos e padrões usuais em sedimentologia e estratigrafia (por exemplo, Reading, 1996; Miall, 1996); as superfícies de significado cronoestratigráfico, traçadas preliminarmente em fotografias aéreas e imagens de satélite, tiveram posterior e obrigatória confirmação no campo, onde os critérios para o reconhecimento destas superfícies foram aqueles recomendados por Van Wagoner *et al.* (1990); os limites de seqüência (discordâncias) podem ser reconhecidos pela substituição abrupta de modelos deposicionais marinhos ou lacustres por modelos fluviais, por pronunciadas quebras na granulometria das rochas sedimentares, por feições típicas de exposição subaérea e/ou por mudanças significativas no padrão de paleocorrentes; da mesma forma, espessos pacotes de rochas de granulometria fina, como siltitos ou folhelhos, posicionados entre pacotes de arenitos mais grossos, possuem potencialmente as superfícies de inundação máxima, que também podem ser reconhecidas pela troca de um padrão retrogradacional (“*fining-upward*”) por um padrão progradacional (“*coarsening-upward*”) ao longo de uma seção estratigráfica (Van Wagoner *et al.*, 1990); nas seções estudadas, foram coletadas amostras de aproximadamente 1 a 2 kg para os procedimentos de análise petrográfica (tanto sedimentar como vulcânica);

- etapa de petrografia: as lâminas petrográficas, do tipo comum, sem impregnação, foram confeccionadas pelos laboratórios de apoio da Universidade Federal do Rio Grande do Sul (UFRGS) e da Universidade do Vale do Rio dos Sinos (UNISINOS); adicionalmente, foram analisadas lâminas do acervo dos sucessivos trabalhos de Mapeamento Geológico e de trabalhos anteriores realizados por professores da área de petrografia da UFRGS; todas as lâminas confeccionadas foram analisadas através de procedimentos usuais em petrografia ígnea (rochas vulcânicas, clastos de rochas vulcânicas e plutônicas) e sedimentar, incluindo parâmetros como tamanho de grão e grau de seleção (Scholle, 1979); em termos de petrografia sedimentar, as lâminas de amostras com granulometria maior que o limite silte/areia fina foram submetidas a contagem estatística de 300 a 500 pontos através do método Gazzi-Dickinson (Gazzi, 1966; Dickinson, 1970; Zuffa, 1985); os conteúdos de quartzo (Q), das variedades poli- (Q_p) e monocristalino (Q_m), feldspatos totais

(F), dos tipos plagioclásio (P) e feldspato alcalino (A), e fragmentos líticos finos (L), tanto metamórficos (L_m) quanto vulcânicos (L_v) e sedimentares (L_s), foram plotados nos diagramas QFL e derivados, propostos nos trabalhos de Dickinson & Suczek (1979), Dickinson *et al.* (1983) e Dickinson (1985);

- geoquímica de pelitos: as análises geoquímicas de pelitos foram realizadas no laboratório comercial Lakefield Geosol®; óxidos e Rb foram analisados por fluorescência de raios-X (fusão especial), e outros elementos por ICP, com digestão multi-ácida; os índices químicos CIA (Nesbitt & Young, 1982) e CIW (Harnois, 1988) foram calculados a partir dos valores obtidos para Al_2O_3 , CaO, Na_2O e K_2O ;
- análises Sm-Nd: as análises através do sistema Sm-Nd (diluição isotópica) foram realizadas no Laboratório de Geologia Isotópica da Universidade Federal do Rio Grande do Sul (LGI-CPGq/UFRGS); em torno de 0,1 a 0,2 g de rocha pulverizada foram dissolvidos com HNO_3 (ácido nítrico) e HF (ácido fluorídrico) em frascos de Savilex®, na presença do traçador $^{149}Sm/^{150}Nd$; os ETR foram separados em colunas de resina de troca catiônica AG-50W-X8 (200 a 400 mesh) e o Sm foi separado do Nd por colunas de troca aniônica AN-B50-A (100 a 200 μm); as razões isotópicas foram obtidas através de um espectrômetro de massas VG SECTOR 54, com sistema multicoletor e intensidade da corrente de 2,0 V; os resultados de Sm-Nd por diluição isotópica foram calibrados pela medida do padrão La Jolla, considerando o valor de 0,511856 para a razão $^{143}Nd/^{144}Nd$ no padrão; os valores de branco medidos durante os procedimentos analíticos ficaram abaixo de 150 pg (Sm) e 200 pg (Nd);
- análises $^{40}Ar/^{39}Ar$: para os procedimentos de análise $^{40}Ar/^{39}Ar$, foram selecionados cristais de feldspato potássico (sanidina) de rochas vulcânicas, os quais foram enviados ao Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo (USP); a irradiação com nêutrons rápidos foi realizada no reator nuclear do IPEN-CNEN, em São Paulo; no Laboratório de Argônio da USP, as amostras foram colocadas em discos de cobre, e aquecidas a 150-250°C; após, foram colocadas em uma câmara de ultra-alto vácuo, de aço inoxidável, com janela de sílica para visualização e entrada do *laser*; o *laser* utilizado é de argônio, contínuo e de intensidade de 6 W; no procedimento de *step-heating*, o laser atinge uma potência predeterminada, na qual fica em torno de 30 a 60 segundos, e esse procedimento é repetido a potências cada vez maiores; após a purificação do gás extraído da amostra, este é analisado em um espectrômetro de massa MAP-215-50; mais detalhes do procedimento analítico utilizado na USP podem ser obtidos em Vasconcelos *et al.* (2002).

5 – resumos dos artigos elaborados

artigo 1

“Stratigraphic analysis and depositional evolution of the Neoproterozoic Maricá Formation (southern Brazil): constraints from field data and sandstone petrography”

André W. de Borba, Anderson J. Maraschin & Ana Maria P. Mizusaki
Gondwana Research, Volume 7 (2), páginas 871-886, 2004.

O artigo 1, publicado no periódico *Gondwana Research* em 2004, focaliza a análise faciológica e estratigráfica da Formação Maricá, realizada em dois de seus mais representativos setores de afloramento: a região do Passo do Salsinho, a oeste de Caçapava do Sul, e a região norte do platô da Ramada e a sul da cidade de Vila Nova do Sul. O texto apresenta, em primeiro lugar, um panorama de geotectônica e geologia regional, focalizado na descrição dos diferentes domínios do ESRG, das unidades estratigráficas do Domínio São Gabriel e da “Bacia do Camaquã”. Na seqüência, é apresentado um histórico dos trabalhos publicados desde a definição da Formação Maricá por Leinz *et al.* (1941), passando pela polêmica sobre a presença de camadas vulcânicas nesta unidade (Santos *et al.*, 1978), pela referência à existência de uma icnofauna de idade Vendiana (Netto *et al.*, 1992), e por propostas recentes de subdivisão da unidade em três pacotes distintos (Pelosi & Fragoso-César, 2003, além do próprio trabalho em si).

O arcabouço estratigráfico (Fig. 15 A) proposto neste trabalho para a Formação Maricá considera a existência de três sucessões (inferior, intermediária e superior). A sucessão inferior (espessura entre 600 e 800 metros) é composta por camadas lenticulares de arenitos grossos e conglomeráticos com estratificações cruzadas planares e acanaladas (Fig. 15 D). Os seixos e blocos da fração conglomerática possuem composição granítica e gnáissica, e são sempre arredondados. Há, também, arenitos finos a grossos, maciços e com estratificação horizontal, além de arenitos com lâminas de granulometria silte e marcas onduladas. Conglomerados maciços, moderadamente selecionados e com clastos arredondados, ocorrem de maneira subordinada. A associação das diferentes fácies permite a interpretação deste pacote como um sistema fluvial entrelaçado, com paleocorrentes para sudeste. Camadas vulcanogênicas e feições relacionadas à passagem de fluidos vulcânicos hidrotermais (estruturas semelhantes a *degassing pipes*) foram reconhecidas na sucessão inferior da Formação Maricá. A análise de lâminas petrográficas mostrou grãos predominantemente angulosos e pobremente selecionados, predomínio de quartzo e forte substituição de feldspatos por caulinita, com posterior illitização daquele argilomineral. Esta composição detrítica, plotada no diagrama QFL (Dickinson *et al.*, 1983), indica uma proveniência de interior cratônico ou continente

transicional. A composição original dos sedimentos, anterior à caulinição dos feldspatos, revela uma proveniência que se aproxima do campo do embasamento soerguido.

A sucessão intermediária (até 1000 metros de espessura) compreende camadas tabulares (Fig. 15 C) de pelitos de coloração verde, com laminação plano-paralela ou com marcas onduladas e laminação lenticular (*linsen*). Além dessas fácies, ocorrem ainda arenitos de geometria tabular com estratificação horizontal ou cruzada planar. Este pacote é interpretado como diagnóstico de deposição marinha, com lâmina d'água variável. Há uma clara tendência progracional nesta sucessão, com arenitos progressivamente mais grossos e indícios do retrabalhamento (*rip-up clasts*) das fácies mais finas. Rochas piroclásticas com textura eutaxítica e vesículas alongadas ocorrem intercalados à seção sedimentar, assim como tufo de queda. Em lâmina petrográfica, os arenitos são compostos por feldspatos, quartzo, e cerca de 30% de fragmentos líticos vulcânicos ácidos e intermediários. Esta composição situa-se no campo de proveniência de arco dissecado no diagrama QFL, e indica um possível evento vulcânico sin-deposicional. A sucessão superior (até 600 metros de espessura) é faciologicamente muito semelhante ao pacote inferior, sendo interpretada como uma seção fluvial (Fig. 15 B), também com paleocorrentes para sudeste. A grande diferença é a presença de 14 a 24% de fragmentos vulcânicos ácidos e intermediários, que leva as amostras ao limite entre os campos de proveniência de arco dissecado e reciclagem orogênica.

Em termos de estratigrafia de seqüências, as sucessões inferior e intermediária representam uma seqüência I, enquanto a sucessão superior corresponde ao trato de sistemas de mar baixo de uma seqüência II. Um panorama evolutivo foi proposto para a Formação Maricá, com base no empilhamento dos estratos, na proveniência reconhecida e no contraste granulométrico observado, onde seixos e blocos são arredondados e a fração areia possui grãos predominantemente angulosos. Os sedimentos seriam derivados de um bloco crustal granito-gnáissico, e experimentaram deposição em um contexto costeiro. Em um momento inicial, não preservado, de nível do mar relativamente alto, teria havido um retrabalhamento dos detritos grossos em ambiente praiado. Após uma queda relativa do nível do mar, esses sedimentos previamente arredondados foram incorporados a sistemas fluviais, com transporte para sudeste. Um evento vulcânico teria ocorrido durante esta deposição, ou próximo a seu término, deixando registro sobretudo nas feições de passagem de fluidos hidrotermais e nas camadas intercaladas. Uma subida relativa do nível do mar provocou a transgressão marinha sobre o continente e a deposição da sucessão intermediária. Por fim, nova queda do nível do mar ocasionou incisão e instalação de uma bacia fluvial, ainda com transporte para sudeste, mas agora com a contribuição, além do bloco granito-gnáissico, de áreas-fonte vulcânicas (Fig. 15 A).

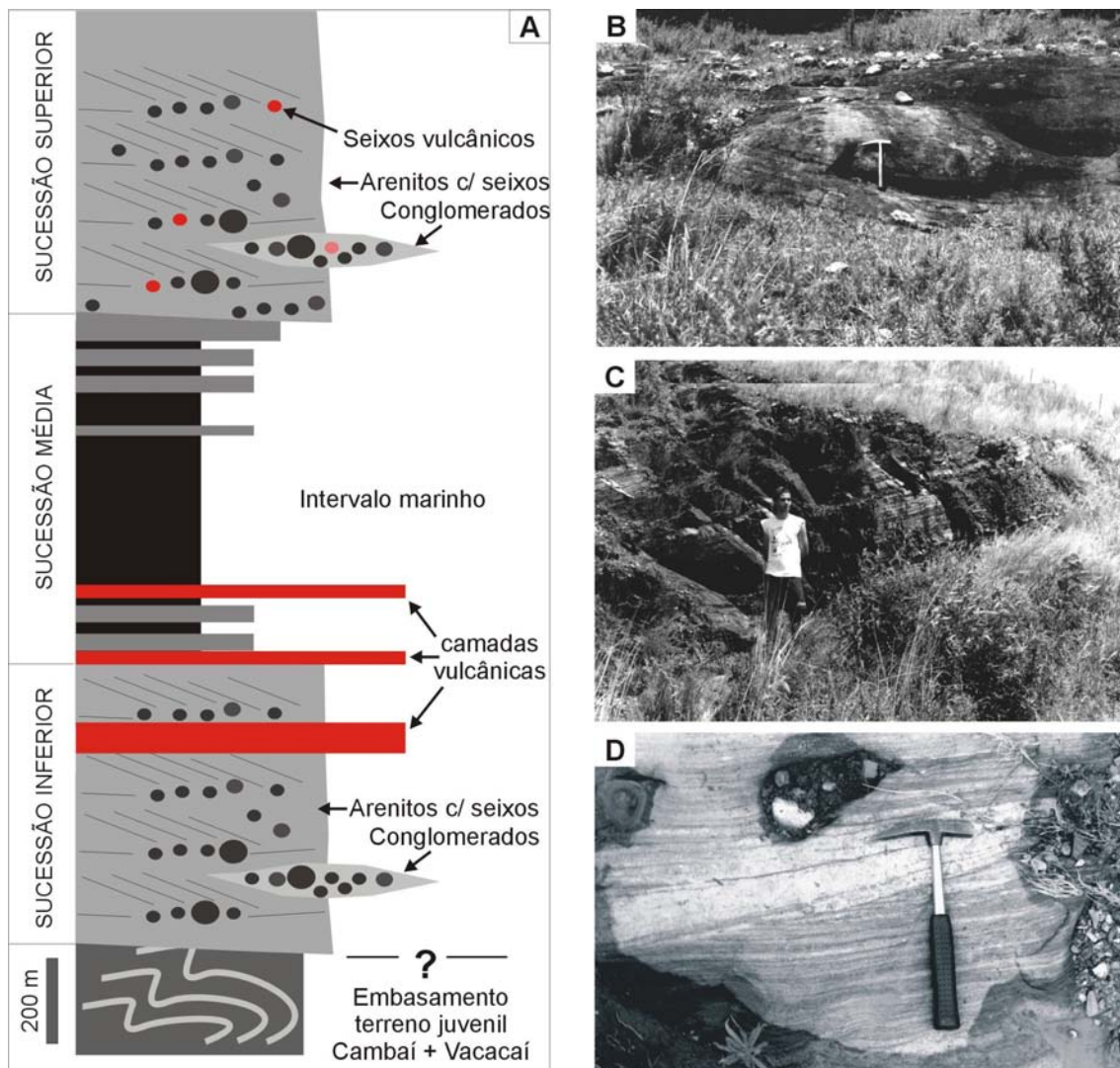


Figura 15 – (A) Arcabouço estratigráfico composto por três sucessões (inferior, média e superior), proposto por Borba *et al.* (2004); (B) camadas lenticulares de arenitos com estratificação cruzada acanalada e seixos esparsos, representativa da sucessão superior; (C) camadas tabulares de pelitos (escuros) e arenitos (claros), pertencentes à sucessão média da Formação Maricá; (D) estratificação cruzada, marcada por níveis de opacos, em arenitos da sucessão inferior da Formação Maricá; fotos do autor.

artigo 2

“Provenance of the Neoproterozoic Maricá Formation (Sul-rio-grandense Shield, southern Brazil): petrographic and Sm-Nd isotopic constraints”

André W. de Borba, Ana Maria P. Mizusaki, Diogo R. Andrade da Silva,
Edinei Koester, Fabio L. Noronha & Júnia Casagrande
Gondwana Research, Volume 9 (4), páginas 464-474, 2006.

O artigo 2, publicado no periódico *Gondwana Research* em 2006, aborda os aspectos de proveniência da Formação Maricá, a partir de dados obtidos por petrografia sedimentar, com contagem estatística pelo método Gazzi-Dickinson (G-D), e geologia isotópica do sistema Sm-Nd. Aspectos de geotectônica e estratigrafia do ESRG são inicialmente abordados, juntamente com um resumo das conclusões de trabalhos anteriores sobre a evolução estratigráfica da Formação Maricá. Segue-se uma breve descrição dos aspectos teóricos e práticos das metodologias utilizadas. Salienta-se a importância da contagem estatística G-D e da plotagem dos resultados em diagramas QFL e derivados, onde quartzarenitos são diagnósticos de deposição a partir de áreas cratônicas, arcósios representam exposição de embasamento soerguido, e litoarenitos sugerem reciclagem de orógenos colisionais ou ofiolíticos. São apontados, ainda, os princípios da utilização do sistema Sm-Nd, entendendo-se que os parâmetros T_{DM} e ϵ_{Nd} constituem bons traçadores de proveniência sedimentar. As amostras foram coletadas segundo a subdivisão em três sucessões estratigráficas apresentada por Borba *et al.* (2004). Dezesesseis amostras foram submetidas a contagem G-D e seis foram analisadas para Sm-Nd, no Laboratório de Geologia Isotópica da UFRGS.

Os resultados, expressos em duas tabelas (Tabelas I e II), indicam que os arenitos da sucessão inferior possuem quartzo como o componente dominante (Fig. 16 A, B), representando uma proveniência de bloco continental (Fig. 16, E), conforme apontado anteriormente por Borba *et al.* (2004). O parâmetro ϵ_{Nd} apresentou valores atuais ($t=zero$) bastante negativos, de $-19,6$ e $-21,8$, sugerindo a significativa contribuição de fontes crustais para a sedimentação (Fig. 16 F). Além disso, as idades-modelo T_{DM} resultaram em $1,76$ e $1,81$ Ga, revelando que a proveniência é de um bloco crustal do Paleoproterozóico. É importante salientar que as análises foram realizadas em amostras onde observa-se a substituição de feldspatos por caulinita (posteriormente illitizada). As amostras da sucessão intermediária, de origem marinha, plotadas no campo de proveniência do arco dissecado pela adição dos fragmentos vulcânicos, possuem ϵ_{Nd} presente de $-18,1$ a $-23,6$, e T_{DM} de $2,16$ a $2,37$ Ga (Fig. 16 F), as mais antigas deste estudo. Por fim, as amostras da

sucessão fluvial superior também possuem significativo teor de fragmentos vulcânicos (11,5 a 22,4%, Fig. 16 C, D) e situam-se nos campos do arco dissecado e da reciclagem orogênica do diagrama QFL (Fig. 16 E). Os dados de Sm-Nd indicam ϵ_{Nd} presente de -21,0 a -22,4 e idades-modelo T_{DM} de 2,07 Ga, também do Paleoproterozóico (Fig. 16 F).

A partir dos dados apresentados, traçou-se um panorama evolutivo, com implicações tectônicas para a história geológica do ESRG, e salientou-se importante paradoxo. Os setores de afloramento da Formação Maricá se situam exclusivamente sobre as unidades juvenis do Domínio São Gabriel (Cambaí e Vacacaí), de assinatura isotópica mantélica e idades-modelo menores que 1,0 Ga. Entretanto, a sedimentação seria derivada de um bloco crustal Paleoproterozóico posicionado a noroeste, atualmente não aflorante. Há indícios, porém, da existência de embasamento Paleoproterozóico sotoposto à sucessão da Bacia do Paraná, no oeste do Rio Grande do Sul. Uma idade K-Ar de 1731 ± 41 Ma foi obtida por Cordani *et al.* (1974) em K-feldspatos de um granulito coletado a 2037 metros de profundidade no poço AL-1-RS, na cidade de Alegrete, portanto cerca de 130 quilômetros a NW de São Gabriel e das atuais exposições da Formação Maricá. Este bloco poderia ser uma extensão do embasamento do Domínio Taquarém (granulitos do Complexo Santa Maria Chico) ou do Domínio Santana da Boa Vista (gnaisses do Complexo Encantadas), representando assim uma possível fonte para os arenitos da Formação Maricá.

As idades-modelo T_{DM} obtidas nas amostras da sucessão inferior, de 1,76 e 1,81 Ga, poderiam sugerir uma contribuição pequena de carga sedimentar derivada das unidades juvenis do Domínio São Gabriel. Contudo, as razões $^{147}\text{Sm}/^{143}\text{Nd}$ das amostras MV-2 e MV-4 são as mais baixas (entre 0,08 e 0,09), e uma contribuição de terrenos juvenis deveria tender a elevar estas razões. Isto porque, segundo Saalman *et al.* (2005) as unidades juvenis das unidades Cambaí e Vacacaí possuem razões $^{147}\text{Sm}/^{143}\text{Nd}$ entre 0,1029 e 0,1762. Dessa forma, por sua característica de forte caulinização dos feldspatos, sugere-se que as idades mais baixas sejam resultado da adsorção preferencial do Nd pelos argilominerais durante a substituição dos feldspatos, em mecanismo semelhante ao proposto por Zhao *et al.* (1992). Assim, as unidades juvenis Neoproterozóicas do Domínio São Gabriel não seriam fontes significativas para a Formação Maricá. Duas possibilidades de explicação foram apontadas: (a) as rochas juvenis seriam apenas o substrato da bacia, não atuando como fonte de sedimentos; ou (b) a Formação Maricá poderia ser uma unidade mais antiga, de idade incerta (até 2,0 Ga), depositada sobre um fragmento crustal Paleoproterozóico e posteriormente empurrada sobre as unidades juvenis durante processos colisionais do Neoproterozóico.

Tabela 1 – Resultados da contagem estatística dos fragmentos de arenitos da Formação Maricá pelo método Gazzi-Dickinson, valores

Formação Maricá	Sucessão inferior					Sucessão média					Sucessão superior					
	MV-4	MV-2	MP-1	PVN-8147	PVN-8150A	PVN-5032	PVN-6088	MV-8	MV-9	PVN-8053	RM-9	PVN-8033	PVN-8033A	PVN-8022	MV-10	MV-11
Quartzo monocrystalino (Qm)	36.3	32.4	39.6	32.5	32.5	22.6	21.8	22.6	23.7	34.6	27.7	25.1	28.6	23.0	32.8	32.0
Quartzo policristalino (Qp)	8.8	4.8	4.9	5.0	11.2	1.5	2.4	2.7	2.2	9.9	2.7	4.9	7.6	5.4	8.0	4.2
Quartzo em frag. plutônico	-	0.3	-	4.1	2.6	1.8	0.3	0.2	0.5	1.9	0.7	0.5	-	0.4	0.4	4.2
Quartzo em frag. vulcânico	-	-	-	-	-	0.7	0.7	-	-	2.9	-	-	0.6	0.4	-	1.2
K-feldspato	3.0	2.7	11.9	7.2	7.4	8.8	7.3	6.5	11.6	3.8	11.2	10.0	12.0	15.0	10.3	12.8
K-feldspato em frag. plutônico	-	-	-	0.3	0.4	1.0	0.7	-	-	0.2	0.2	-	0.2	-	-	0.2
K-feldspato em frag. vulcânico	-	-	-	-	-	-	2.2	-	-	0.3	0.2	0.2	0.3	0.2	-	-
Plagioclásio	1.4	9.4	24.5	0.3	11.8	19.8	22.0	21.3	20.5	1.3	22.6	23.4	15.3	17.4	16.8	6.9
Plagioclásio em frag. plutônico	-	-	-	-	0.4	1.5	0.7	0.2	0.2	-	0.7	-	0.4	0.7	0.4	0.5
Plagioclásio em frag. vulcânico	-	-	0.2	-	-	1.3	3.9	2.7	1.5	-	3.8	-	1.0	0.4	0.2	0.2
Líticos vulcânicos (Lv)	0.5	-	0.5	2.8	4.3	21.8	30.5	23.2	24.2	14.4	22.4	18.5	18.0	21.3	11.5	13.3
Líticos metamórficos (Lm)	-	-	-	-	-	-	-	-	-	1.3	-	-	0.8	0.7	-	0.5
Líticos sedimentares (Ls)	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Pseudomatrix vulcânica	-	-	-	-	6.1	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Opacos	-	1.4	6.2	-	0.6	6.7	0.2	4.2	4.9	2.4	2.5	0.5	5.5	0.8	4.2	1.7
Minerais ferromagnesianos	-	-	-	-	-	0.7	4.6	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Micas detríticas	0.5	-	1.0	1.9	0.8	0.5	0.2	5.1	0.5	-	1.3	0.2	0.7	-	-	-
Carbonatos	3.3	14.0	6.2	4.5	8.8	4.0	-	3.2	6.7	6.9	0.7	13.4	8.4	12.7	10.1	20.2
Caulinita	19.4	17.5	4.0	19.9	10.2	5.0	2.0	2.8	0.8	6.3	1.2	2.6	-	-	3.4	1.5
Ilita	26.8	17.5	1.0	21.5	2.9	2.3	-	0.7	-	9.8	-	-	0.2	0.8	1.3	-
Clorita	-	-	-	-	-	-	0.5	4.6	2.7	1.8	2.1	0.7	0.4	0.6	0.6	0.6
Outros	-	-	-	-	-	-	-	-	-	2.4	-	-	-	-	-	-
Total	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0
Q	90.1	75.5	54.6	79.5	65.6	33.2	27.2	32.1	31.3	70.0	33.7	36.9	43.6	34.3	51.1	54.7
F	9.0	24.5	44.8	15.1	28.3	39.6	39.8	38.7	40.1	7.7	42.0	40.7	34.1	39.9	34.5	27.2
L	0.9	0.0	0.6	5.4	6.1	27.2	33.0	29.2	28.6	22.3	24.3	22.4	22.3	25.8	14.4	18.1
Campo do diagrama QFL	CI	CI	TC	CI/RO	TC	DA	DA	DA	DA	RO	DA	DA	RO	DA	RO	RO

recalculados de quartzo (Q), feldspatos (F) e fragmentos líticos (L) e campo de proveniência correspondente.

Tabela II – Resultados das análises isotópicas do sistema Sm-Nd para as rochas sedimentares da Formação Maricá.

<i>Estratigrafia Amostra</i>	Sm (ppm)	Nd (ppm)	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}^*$	Erro (ppm)	$\epsilon\text{Nd} (0)$	$\epsilon\text{Nd} (t)$	T_{DM} (Ga)
<i>Sucessão inferior</i>								
MV-2	5.7	41.7	0.0826	0.511521	13	-21.8	-13.1	1.76
MV-4	6.6	41.6	0.0960	0.511633	29	-19.6	-11.9	1.81
<i>Sucessão média</i>								
MP-3	2.4	11.9	0.1201	0.511710	57	-18.1	-12.2	2.16
MP-4	5.6	30.7	0.1103	0.511429	20	-23.6	-17.0	2.37
<i>Sucessão superior</i>								
MV-9	8.2	49.6	0.0997	0.511487	35	-22.4	-15.0	2.07
MV-10	7.4	42.6	0.1051	0.511560	12	-21.0	-14.0	2.07

* $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ medido por diluição isotópica com traçador $^{149}\text{Sm}/^{150}\text{Nd}$; média de ± 100 razões isotópicas,

corrente de 1,0 V, sistema multicoletor com ^{146}Nd no coletor axial;

Valores de branco inferiores a 150pg (Sm) e 200pg (Nd);

$\epsilon\text{Nd} (t)$ calculado para 600 Ma, idade deposicional presumida da Fm. Maricá.

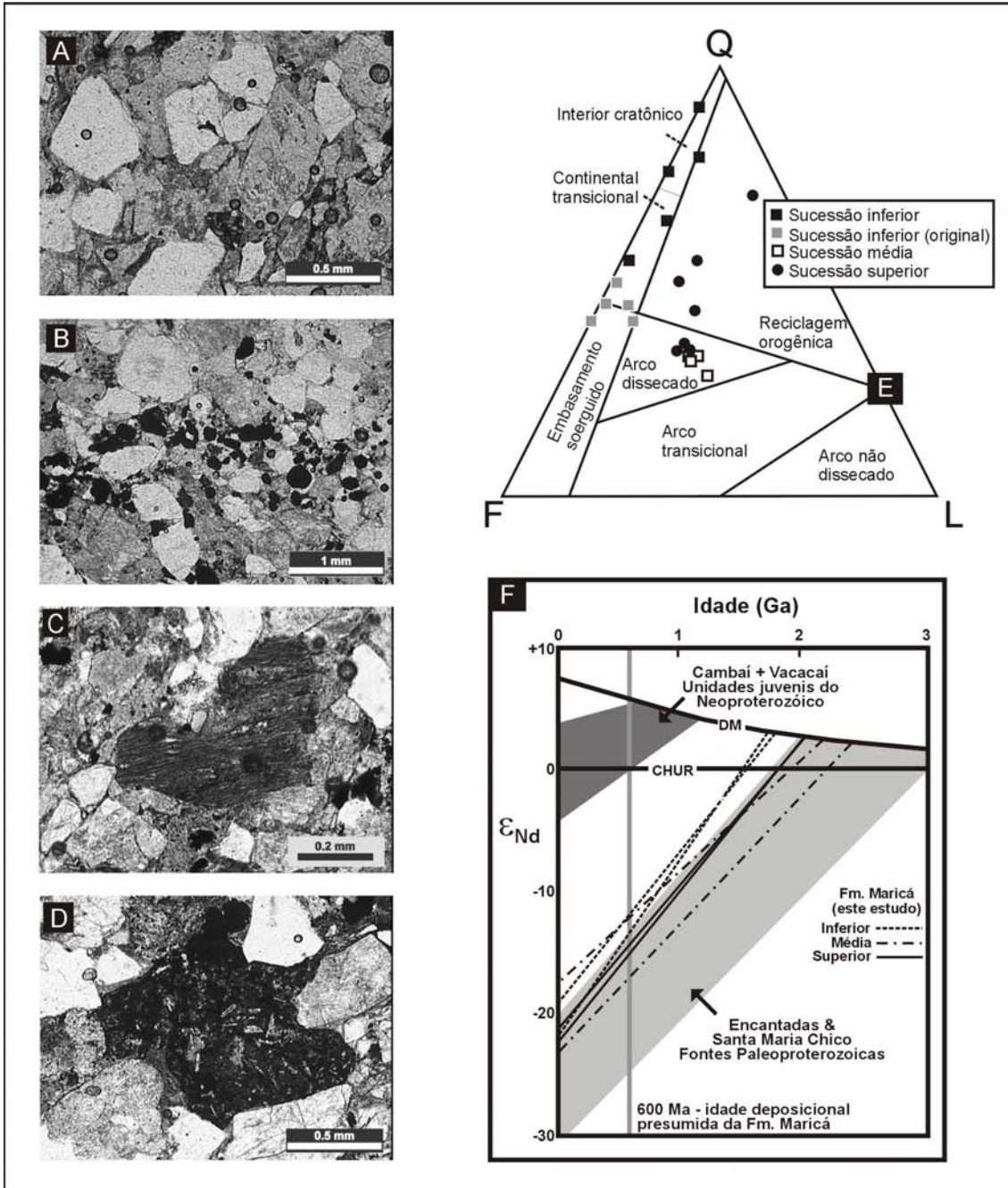


Figura 16 – (A, B) Fotomicrografias de arenitos quartzosos da sucessão inferior da Formação Maricá, mostrando a angulosidade dos grãos e a presença de lâminas de concentração preferencial de óxidos; (C, D) fotomicrografias de arenitos conglomeráticos das sucessões média e superior da Formação Maricá, 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 autor.

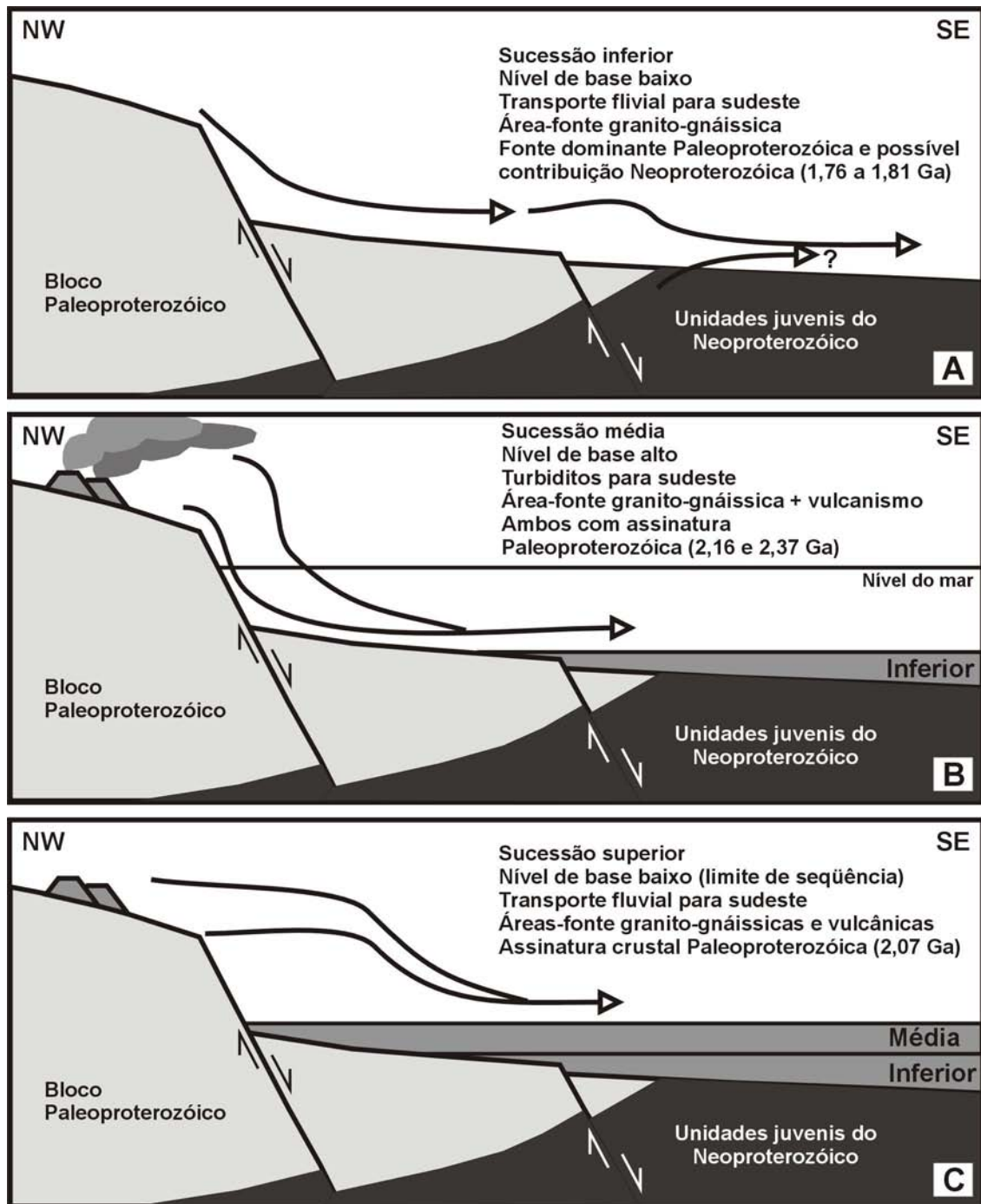


Figura 17 – Perfis esquemáticos propostos para a evolução da bacia deposicional da Formação Maricá, nos intervalos inferior (A), médio (B) e superior (C) reconhecidos, com base nos resultados petrográficos e isotópicos obtidos neste estudo; um bloco granito-gnáissico de idade Paleoproterozóica, hoje possivelmente recoberto pela Bacia do Paraná, seria a principal fonte de detritos para a bacia, cujo substrato seria constituído pelas unidades juvenis Cambaí e Vacacaí, do Neoproterozóico (modif. de Borba *et al.*, 2006).

artigo 3

“Provenance of the sedimentary rocks of the Bom Jardim Group (Neoproterozoic, southern Brazil): evidences from petrography, geochemistry and Neodymium isotopes”

André W. de Borba, Anderson J. Maraschin, Fabio L. Noronha,
Júnia Casagrande & Ana Maria P. Mizusaki

Submetido ao periódico *Latin American Journal of Sedimentology and Basin Analysis*.

O artigo 3, submetido ao periódico *Latin American Journal of Sedimentology and Basin Analysis* em 2006, focaliza a proveniência das rochas sedimentares do Grupo Bom Jardim, de idade Neoproterozóica. Foram obtidos dados de petrografia (contagem G-D), geoquímica de rochas pelíticas e do sistema Sm-Nd, em amostras de três setores de afloramento desta importante unidade: o setor de Lavras do Sul, a oeste; a área da chamada “janela Bom Jardim”, a leste da cidade de Caçapava do Sul; e o setor do Cerro da Árvore ou Vale do Piquiri, na região entre Santana da Boa Vista e Encruzilhada do Sul, a exposição mais oriental da “Bacia do Camaquã” no ESRG.

O artigo traz uma descrição sucinta do ESRG e da “Bacia do Camaquã”, e uma caracterização mais aprofundada do Grupo Bom Jardim (GBJ) em suas diferentes regiões de ocorrência. Em Lavras do Sul, o GBJ é dominado pelas rochas vulcânicas e vulcanoclásticas da Formação Hilário, datada em 580 ± 11 Ma (Remus *et al.*, 1999). A componente sedimentar, na região ocidental, é restrita a rochas epiclásticas. Na região da “janela Bom Jardim”, as relações estratigráficas foram perturbadas por eventos de deformação, sobretudo transcorrentes. Nesta área, ocorrem duas unidades relacionadas ao GBJ: (a) a Formação Arroio das Pedras, formada por tufos de deposição subaérea, diques de andesitos e lamprófios; e (b) a Formação Arroio dos Nobres, que compreende arenitos imaturos de cor chocolate e ritmitos tabulares diagnósticos de águas rasas, com muitas feições de ressecamento periódico. Na região mais oriental de ocorrência do GBJ, o Cerro da Árvore, aflora uma sucessão de cerca de 4 quilômetros de espessura dominada por conglomerados e organizada em três seqüências deposicionais (Caravaca, 1998).

As ferramentas de proveniência utilizadas foram petrografia sedimentar, geoquímica de rocha e análises isotópicas de $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ natural. Foram selecionadas quatorze amostras de arenitos e conglomerados para a contagem G-D, e três amostras de pelitos para as análises geoquímicas (em laboratório comercial) e isotópicas (realizadas no Centro de Pesquisas Geocronológicas da USP). Os resultados foram apresentados em duas tabelas (Tabelas III e IV) e em figuras dos diagramas QFL e $L_mL_vL_s$ (Fig. 18 superior), bem como em bloco-diagrama representando aspectos paleogeográficos (Fig. 18, inferior).

Os resultados mostram rochas sedimentares epiclásticas na região de Lavras do Sul, plotadas no campo de proveniência de arco não-dissecado a transicional, com conteúdos relativamente elevados de Ba, Sr, Zr e La. A razão $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ natural obtida foi de 0,512263, correspondendo a um ϵ_{Nd} presente de $-7,32$. Todos estes dados sugerem o predomínio das rochas vulcânicas (Lv no fragmento da Fig. 18, centro, esquerda) da Formação Hilário como componentes das áreas-fonte ocidentais do GBJ. No extremo leste, no Cerro da Árvore, há o predomínio de quartzo policristalino e fragmentos metamórficos (Lm no fragmento da Fig. 18, centro, direita) no arcabouço detrítico, e as amostras se situam no campo de proveniência da reciclagem orogênica do diagrama QFL (Fig. 18, superior). A razão $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ natural obtida foi de 0,511887, correspondendo a um ϵ_{Nd} presente de $-14,65$, demonstrando uma assinatura bastante crustal. É provável que a borda leste da bacia deposicional do GBJ fosse dominada por exposições do Complexo Porongos, formado por rochas metassedimentares e metavulcânicas de proveniência Paleoproterozóica.

Por fim, na região central (a “janela Bom Jardim”), está registrada a transição entre os dois extremos, revelada pelos conteúdos intermediários de quartzo. A assinatura isotópica revela similaridade com a da região do Cerro da Árvore, conforme indicado pela razão $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ de 0,511906, correspondendo a um ϵ_{Nd} presente de $-14,28$. Os dados geoquímicos obtidos na amostra de pelito demonstram uma particularidade, a correlação de elevados teores de Cr, Co e Ni com MgO, que pode indicar a contribuição de fontes ofiolíticas ou lamprofíricas para essas sedimentação. Os índices de intemperismo CIA e CIW também demonstram a transição entre uma componente com predomínio de desgaste físico das rochas-fonte, no oeste (CIA de 60,2), um valor intermediário na região central (CIA de 70,0) e um valor mais elevado na região do Cerro da Árvore (CIA de 74,1), provavelmente representando mais eventos de alteração durante a reciclagem orogênica.

Assim, a bacia deposicional do GBJ pode ser imaginada como uma bacia assimétrica, possivelmente relacionada a esforços compressionais, com relevo mais significativo a leste e atividade vulcânica a oeste. No leste, predominariam áreas-fonte metassedimentares do Complexo Porongos, enquanto no oeste estariam representadas as rochas vulcânicas da Formação Hilário. A ausência de assinatura correspondente aos granitóides do Domínio Pelotas, no leste, pode favorecer idéias recentes (Bossi & Gaucher, 2004) de que este bloco poderia ser alóctone, tendo sido justaposto aos demais domínios do Gondwana durante transcorrência sinistral em torno de 530 Ma. Além disso, a contribuição significativa do Complexo Porongos como área-fonte na região de Bom Jardim, indicada pela assinatura isotópica, confirma o posicionamento do limite entre os domínios Santana da Boa Vista e São Gabriel na sutura de Caçapava.

Tabela III – Resultados da contagem estatística G-D de lâminas de arenitos e conglomerados do Grupo Bom Jardim.

GBJ - setor / estratigrafia	Cerro da Árvore (Piquiri)						Bom Jardim						Lavras do Sul		
	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)	
Amostra:															
Quartzo monocristalino (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	
Quartzo policristalino (Qp)	23.6	17.0	10.8	20.3	21.1	27.5	-	2.6	1.8	3.1	3.7	-	-	-	
Quartzo em f. metamórfico	1.6	4.9	2.2	1.6	1.6	11.7	-	-	-	-	-	-	-	-	
Quartzo em f. plutônico	-	0.9	-	0.3	-	0.6	-	0.3	1.0	2.2	1.0	-	-	-	
Quartzo em f. vulcânico	-	0.3	-	-	-	-	-	0.3	1.3	0.6	4.5	-	0.3	-	
K-feldspato	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-feldspato em f. plutonic	-	0.6	-	0.6	-	-	-	-	0.3	1.4	-	-	-	-	
K-feldspato em f. vulcânico	-	-	-	-	-	-	-	-	0.3	1.1	0.5	-	0.3	0.8	
Plagioclásio	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	
Plagioclásio em f. plutônico	-	0.3	-	-	-	-	-	0.3	0.3	0.8	0.3	-	-	-	
Plagioclásio em f. vulcânico	-	-	-	-	-	-	7.6	2.9	5.2	5.8	2.7	3.2	3.6	2.7	
Vulcânicas/piroclásticas ácidas	-	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	
Vulcânicas básicas/interm.	2.9	0.3	0.9	-	0.3	-	11.2	9.5	16.9	22.5	15.8	32.6	32.5	22.3	
Lífticos metamórficos	14.9	4.3	9.8	13.5	10.7	10.4	-	3.3	8.8	2.2	1.6	-	-	-	
Lífticos sedimentares	0.6	4.6	13.5	3.9	0.9	9.1	-	7.8	6.5	18.6	18.2	-	-	-	
Intraclastos lamosos	-	0.6	0.9	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	
Opacos	-	0.6	0.6	-	0.9	0.3	5.4	1.3	1.3	-	2.4	-	4.5	2.2	
Minerais ferromagnesianos	-	0.3	-	-	-	-	-	0.6	-	1.9	-	-	-	-	
Micas detriticas	6.8	2.3	5.2	2.3	1.3	5.8	-	0.3	0.3	-	-	-	-	-	
Carbonatos	11.7	-	-	0.3	-	3.9	10.0	10.1	5.4	9.2	9.5	14.7	13.5	12.2	
Caulinita	3.5	-	0.7	0.3	-	-	5.1	1.3	1.4	1.9	-	-	-	-	
Ilita	5.2	1.6	1.8	1.0	2.2	0.9	4.0	0.6	0.9	-	-	-	-	-	
Clorita	-	-	-	-	-	0.3	8.4	1.6	3.9	-	1.3	3.2	3.9	15.8	
Óxidos diagenéticos	-	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	
Outros	-	-	-	0.6	0.6	-	-	-	-	-	-	-	-	-	
Total	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	
Q	61.4	58.9	46.2	54.6	67.4	62.5	2.7	22.9	18.8	16.3	21.0	-	0.4	0.4	
F	12.7	29.0	23.6	21.8	16.7	6.6	61.5	42.2	24.6	17.2	11.8	32.1	54.1	57.2	
L	25.9	12.1	30.2	23.7	15.9	25.4	35.8	34.9	56.6	66.5	67.2	67.9	45.5	42.4	
Lm	82.5	57.9	41.5	69.9	83.1	64.8	-	11.1	18.0	3.8	2.7	-	-	-	
Lv	14.5	13.2	11.8	12.0	10.8	8.5	100.0	62.2	68.8	66.4	66.1	100.0	100.0	100.0	
Ls	3.0	28.9	46.7	18.1	6.1	26.7	-	26.7	13.2	29.8	31.2	-	-	-	

Tabela IV – Resultados da geoquímica e geologia isotópica de Nd natural nos pelitos do Grupo Bom Jardim.

Amostra	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

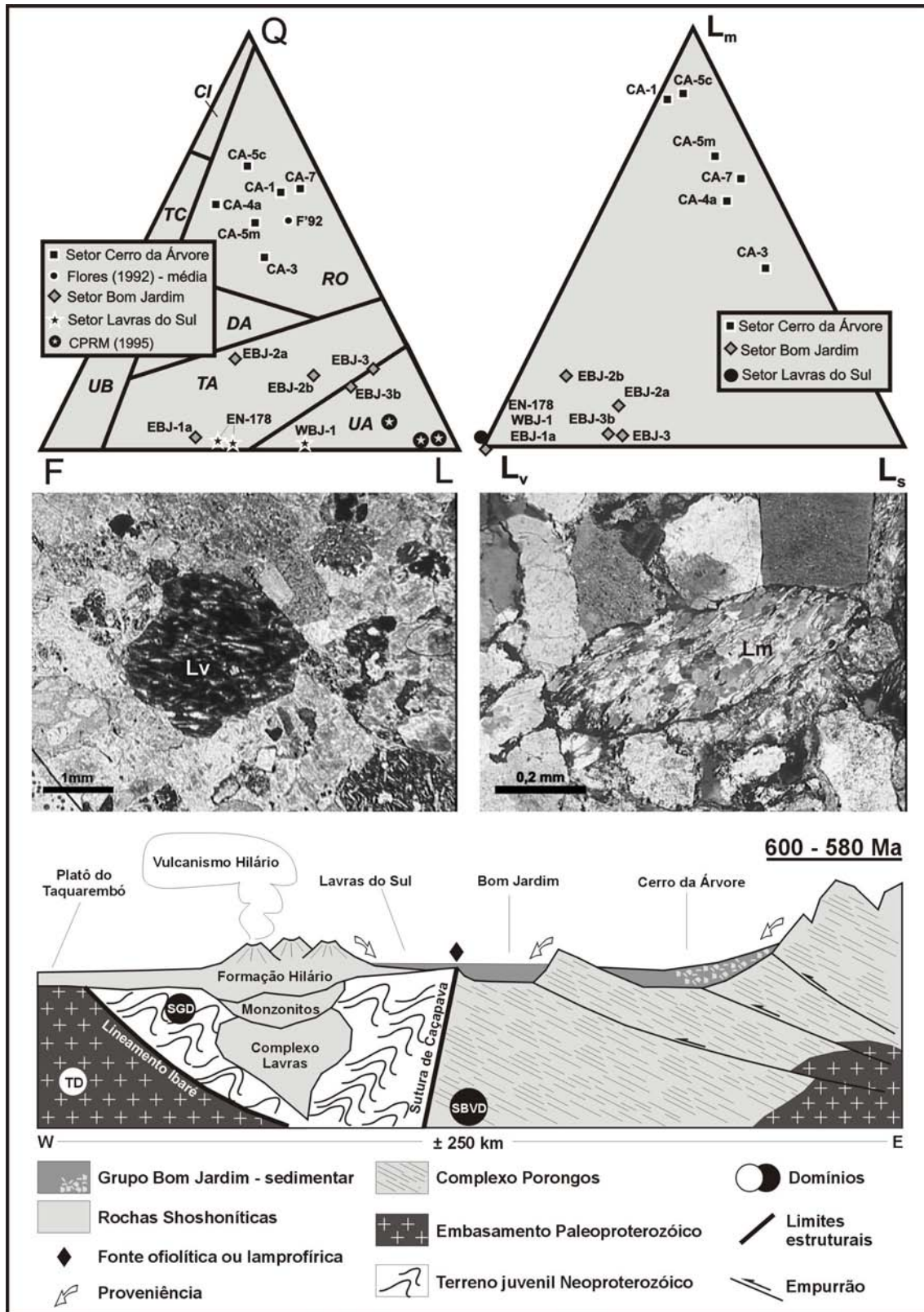


Figura 18 – Tipos de proveniência (diagramas QFL e L_mL_vL_s), fotomicrografias de arenitos com proveniência vulcânica e metassedimentar, e cenário paleogeográfico da bacia deposicional do Grupo Bom Jardim com base nos dados obtidos neste trabalho e apresentados por Borba *et al.* (subm.); fotomicrografias do autor.

artigo 4

“Santa Bárbara Formation (Caçapava do Sul, southern Brazil): depositional sequences and evolution of an Early Paleozoic postcollisional basin”

André Weissheimer de Borba & Ana Maria Pimentel Mizusaki

Journal of South American Earth Sciences, Volume 16, páginas 365-380, 2003.

O artigo 4, publicado no periódico *Journal of South American Earth Sciences* em 2003, apresenta os resultados de análise faciológica e estratigrafia de seqüências aplicadas à Formação Santa Bárbara (FSB), do Paleozóico inferior, em seu principal setor de afloramento, a oeste de Caçapava do Sul. Foram realizados três perfis de levantamento de seção colunar: o primeiro (P1), mais a norte, de direção E-W, inicia-se no Cerro do Bugio e termina a leste da exposição do Passo do Meio, no Arroio dos Lanceiros; o segundo (P2), também orientado E-W, se inicia junto à Serra de Santa Bárbara e termina a leste da Pedra do Segredo; e o terceiro (P3), de direção geral SW-NE, corresponde aos afloramentos de corte de estrada da rodovia Caçapava-Lavras. O artigo traz um contexto geotectônico simplificado e geologia regional detalhada, com descrição das principais unidades e uma coluna estratigráfica com as datações disponíveis e seus autores.

As rochas sedimentares da FSB são imaturas tanto do ponto de vista textural quanto composicional, possuindo coloração castanha avermelhada. Cinco associações de fácies foram reconhecidas, neste artigo, para a FSB:

- leques aluviais: conglomerados sustentados pelos clastos (Fig. 19 A, C) e pela matriz, maciços ou com estratificação horizontal (Fig. 19 B) e imbricação de seixos e blocos; arenitos com estratificação horizontal ou cruzada acanalada; no oeste, a composição detrítica reflete as rochas do entorno, dominando os clastos de riolitos e andesitos; no leste, os detritos dominantes são de rochas vulcânicas na base (Fig. 19 A), passando a dominar clastos metamórficos e graníticos em direção ao topo (Fig. 19 D); interpretada como resultante de processos de fluxos de detritos e fluxos torrenciais subaquosos, com retrabalhamento fluvial;
- frente deltaica aluvial: arenitos maciços ou com laminação plano-paralela e cruzada de baixo ângulo; lâminas delgadas de pelitos; siltitos e arenitos finos tabulares (Fig. 20 A) com marcas onduladas uni- e bidirecionais; arenitos com cruzadas planares (Fig. 20 B), acanaladas (Fig. 20 D) e intraclastos lamosos

(Fig. 20 B, C) ocorrem nas seções progradacionais; grânulos e seixos estão imersos em alguns siltitos e arenitos finos; feições de ressecamento, como gretas de contração, fragmentos argilosos recurvados (*mud curlets*) e pingos de chuva, são comuns; interpretada como deltas lacustres de águas rasas (tipo Hjulström);

- lacustre: seção de siltitos com grânulos dispersos, e cor marrom avermelhada; interpretada como predomínio de processos de suspensão, com alguma tração associada e aporte eventual de fragmentos grossos;
- fluvial entrelaçado com carga arenosa: camadas tabulares de arenitos médios a grossos com gradação normal, estratificação cruzada planar e acanalada; conglomerados de grânulos e arenitos conglomeráticos são subordinados; proposto como análogo antigo do atual rio Platte, no Colorado (EUA);
- fluvial entrelaçado de leito cascalhoso: arenitos e conglomerados amalgamados com gradação normal e cruzadas acanaladas bem desenvolvidas, com feições de erosão lateral e vertical entre camadas; migração de formas de leito 3D com carga cascalhosa abundante; seu análogo atual seria semelhante ao sistema fluvial do rio Scott, no Alasca (EUA);

A aplicação da ferramenta da estratigrafia de seqüências permitiu a proposição de um arcabouço composto por três seqüências deposicionais. Foram reconhecidos os limites de seqüência, superfícies transgressivas e de máxima inundação, a partir do padrão de empilhamento e das variações na granulometria das rochas sedimentares. A seqüência I, de espessura entre 800 e 1000 metros, inicia com depósitos de leques aluviais na base, passando a frente deltaica e lacustre, em tendência retrogradacional, e novamente progradando a depósitos deltaicos com feições de ressecamento. A seqüência II possui, na base, depósitos fluviais de carga arenosa, de granulometria mais grossa no setor sul, e depósitos lacustres e deltaicos na região norte. As seqüências I e II compartilham o mesmo sentido de preenchimento da bacia, de sul para norte, com pequenos lagos (periodicamente ressecados) junto à borda leste da bacia, o “alto de Caçapava”. A seqüência III, por sua vez, materializada na Pedra do Segredo, possui depósitos aluviais em sua base, nos quais os matacões são exclusivamente de rochas sedimentares já consolidadas das sucessões inferiores. Isto sugere um importante hiato temporal, com remobilização de áreas anteriormente sujeitas a deposição. Completam a seqüência III depósitos fluviais de carga cascalhosa com paleocorrentes para sul e sudoeste, reforçando a idéia de discordância e marcando a total inversão do sentido de preenchimento da bacia.

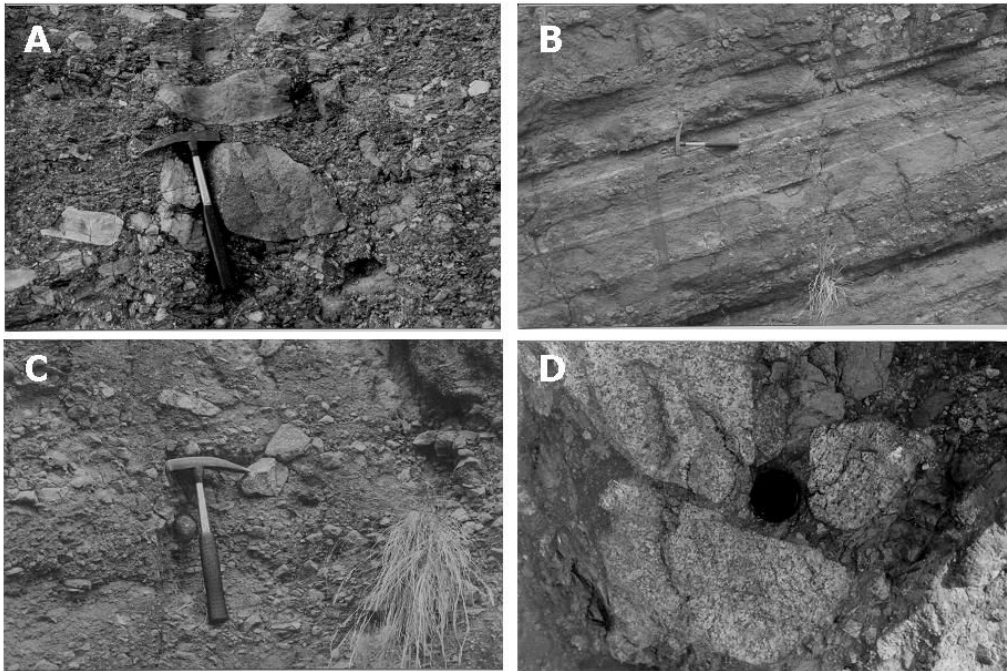


Figura 19 – Exemplos da associação de fácies de leques aluviais: (A) conglomerados sustentados pelos clastos, má seleção de grãos, com fragmentos vulcânicos e metamórficos (estrada Caçapava-Lavras); (B) conglomerados com estratificação horizontal, basculados (setor Santa Fé); (C) conglomerados vulcânicos mal-selecionados (setor Santa Fé); (D) fragmentos graníticos em conglomerado do setor Pedra do Segredo; fotos do autor.

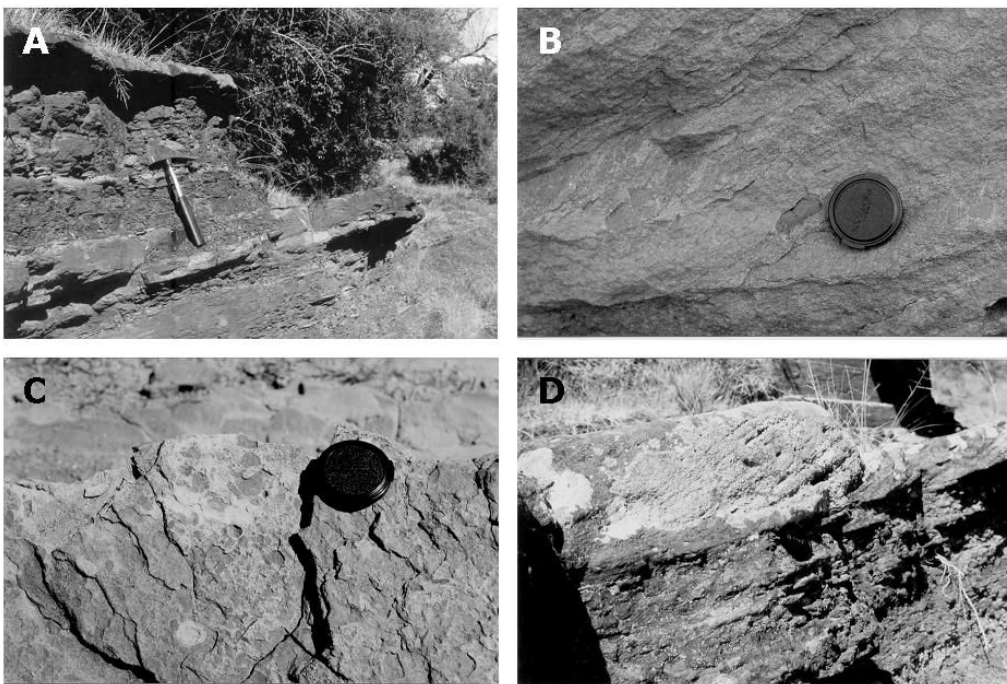


Figura 20 – Associação de fácies de frente deltaica aluvial: (A) camadas tabulares de arenitos e siltitos; (B) cruzadas planares com intraclastos; (C) nível de intraclastos lamosos; (D) cruzadas acanaladas em arenito; exemplos do Passo do Meio, no arroio dos Lanceiros, a norte do setor Pedra do Segredo; fotos do autor.

artigo 5

“Santa Bárbara Formation (Early Paleozoic, Caçapava do Sul, southern Brazil): petrographic and Sm-Nd isotopic provenance parameters”

André Weissheimer de Borba, Ana Maria Pimentel Mizusaki,
Anderson José Maraschin & Diogo Rodrigues Andrade da Silva

Submetido ao periódico *Journal of South American Earth Sciences*.

O artigo 5, submetido ao periódico *Journal of South American Earth Sciences* em 2006, focaliza a aplicação das ferramentas da petrografia sedimentar e da geologia isotópica do sistema Sm-Nd à investigação da proveniência da FSB. É apresentado um resumo das unidades estratigráficas da região oeste do ESRG, com exposição dos dados isotópicos disponíveis, principalmente do sistema Sm-Nd. Foi utilizado, para procedimentos de coleta de amostras, o arcabouço estratigráfico composto por três seqüências deposicionais apresentado por Borba & Mizusaki (2003).

O artigo traz um resumo dos aspectos teóricos e práticos da contagem estatística (método G-D) de grãos detríticos em lâminas petrográficas e da aplicação do sistema Sm-Nd. Dezesete amostras de arenitos foram selecionadas para petrografia sedimentar e nove amostras de arenitos, siltitos e clastos vulcânicos foram submetidas a análise isotópica. Os dados foram apresentados em duas tabelas, uma para a contagem G-D (Tabela V) e outra para os resultados de Sm-Nd (Tabela VI), e em diagramas QFL e de idade (Ga) *versus* ϵ_{Nd} . Além disso, grande número de micrografias são apresentadas, exemplificando a composição detrítica dos arenitos.

A composição das rochas sedimentares da FSB, tanto em termos petrográficos quanto isotópicos, é muito variável, refletindo a grande diversidade litológica das unidades do oeste do ESRG. A maioria das amostras é plotada no campo de proveniência de reciclagem orogênica, e as idades T_{DM} ficam entre 0,99 e 1,75 Ga. Na região sul de afloramentos (Fig. 21 A), as amostras da base da seqüência I mostram um predomínio de fragmentos vulcânicos, estando plotadas nos campos do arco não dissecado e transicional do QFL. Os parâmetros ϵ_{Nd} e T_{DM} das rochas sedimentares são muito semelhantes aos obtidos para uma amostra de clasto vulcânico representativo de traquitos do GBJ (Fig. 21 D).

Estratigraficamente acima, na seqüência I, há uma tendência ao aumento no conteúdo de quartzo e K-feldspato, passando ao campo do arco dissecado e, finalmente, no limite entre as seqüências I e II, ao campo da reciclagem orogênica (Fig. 21 A) no diagrama QFL. O aumento da componente crustal, mais antiga, possivelmente

representada pelos arenitos da Formação Maricá, está materializado no aumento da idade-modelo T_{DM} para este intervalo, que chega a 1,75 Ga.

Na região norte do setor de afloramento da FSB (Fig. 21 B), a base da seqüência I mostra grande quantidade de fragmentos metamórficos e quartzo, plotando no campo de proveniência da reciclagem orogênica. Uma idade-modelo T_{DM} de 0,99 Ga foi obtida neste intervalo, mas pode refletir fracionamento devido a diagênese ou intemperismo, pois a razão $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ é anormalmente baixa (0,056463). A seqüência II inicia com grande predomínio de fragmentos de quartzo policristalino, e termina com maior conteúdo de líticos vulcânicos, possivelmente derivados do “alto de Caçapava”, que estaria ainda recoberto por rochas do GBJ e da Formação Acampamento Velho.

A seqüência III, por sua vez, inicia com um elevado teor de quartzo e significativa contribuição de fragmentos líticos metamórficos, e ambos decrescem em direção ao topo (Fig. 21 C). K-feldspato domina sobre plagioclásio, especialmente como componente de fragmentos de rocha plutônica, indicando uma possível contribuição de sienogranitos do complexo granítico de Caçapava do Sul. Estes dados se apresentam no diagrama QFL como uma trajetória descendente, desde o campo da reciclagem orogênica em direção ao campo do arco dissecado. A assinatura isotópica da amostra analisada para Sm-Nd possui um ϵ_{Nd} presente de -13,6 e uma idade T_{DM} de 1,21 Ga (Fig. 21 E). Esses dados não refletem com precisão a exposição progressiva dos granitóides de Caçapava do Sul, que possuem idades-modelo do Paleoproterozóico (> 2,05 Ga) e parâmetros ϵ_{Nd} muito negativos. Isto pode ser explicado pelo baixo conteúdo de Nd dos granitóides (máximo 10,6 ppm) em relação a outras fontes, como os riolitos da Formação Acampamento Velho (até 88,1 ppm de Nd) e os shoshonitos da Formação Hilário (até 44,4 ppm de Nd). Assim, o arcabouço dos conglomerados da seqüência III da FSB é dominado por fragmentos grossos de sienogranitos do complexo granítico Caçapava do Sul, representando uma fonte lateral, mas a principal contribuição para a assinatura isotópica dos arenitos seria o transporte axial, carregado de fragmentos de rochas vulcânicas de unidades mais antigas da “Bacia do Camaquã”.

Pode-se concluir que a FSB foi depositada em uma bacia cujas áreas-fonte eram muito diversificadas, sendo portanto posterior a todos os eventos de amalgamação do ESRG. A atual proximidade de depósitos sedimentares e respectivas rochas-fonte sugere que movimentações laterais, efetivamente registradas em algumas áreas, não teriam sido dominantes para a formação da bacia. A tectônica dominante poderia ser uma conjunção entre extensão e transcorrência, em uma bacia tipo rifte ou *pull-apart*.

Tabela VI – Dados isotópicos das rochas sedimentares da Formação Santa Bárbara.

<i>Estratigrafia/ Amostra</i>	Sm (ppm)	Nd (ppm)	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}^{**}$	Erro (ppm)	$\epsilon\text{Nd} (0)$	$\epsilon\text{Nd} (t)$	$T_{\text{DM}} (\text{Ga})$
<i>Clasto traquito</i>								
LVS-1c	5.4	33.7	0.096424	0.512052	43	-11.4	-3.7	1.28
<i>Seqüência I</i>								
<i>Sul</i>								
LSB-3	6.0	34.8	0.105075	0.512152	81	-9.5	-2.5	1.24
LVS-3	4.8	24.5	0.117724	0.511932	20	-13.8	-7.7	1.75
LVS-5	4.4	23.3	0.114639	0.512019	12	-12.1	-5.8	1.57
<i>Norte</i>								
CAS-1	0.4	4.0	0.056463	0.512021	14	-12.0	-1.3	0.99
CAS-2	10.2	52.9	0.116111	0.512057	11	-11.3	-5.2	1.53
<i>Seqüência II</i>								
LAN-8	8.3	42.1	0.119346	0.512085	23	-10.8	-4.9	1.54
LAN-9	10.1	73.4	0.082951	0.511934	12	-13.7	-5.0	1.29
<i>Seqüência III</i>								
SEG-5	9.7	77.4	0.075677	0.511943	11	-13.6	-4.3	1.21

** $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ medida por diluição isotópica com traçador $^{149}\text{Sm}/^{150}\text{Nd}$; média de ± 100 razões, corrente de 1,0 V, sistema multicoletor com ^{146}Nd no coletor axial;
 Brancos inferiores a 150pg (Sm) e 200pg (Nd);
 $\epsilon\text{Nd} (t)$ calculada para 600 Ma, idade de cristalização das vulcânicas da Fm. Hilário.

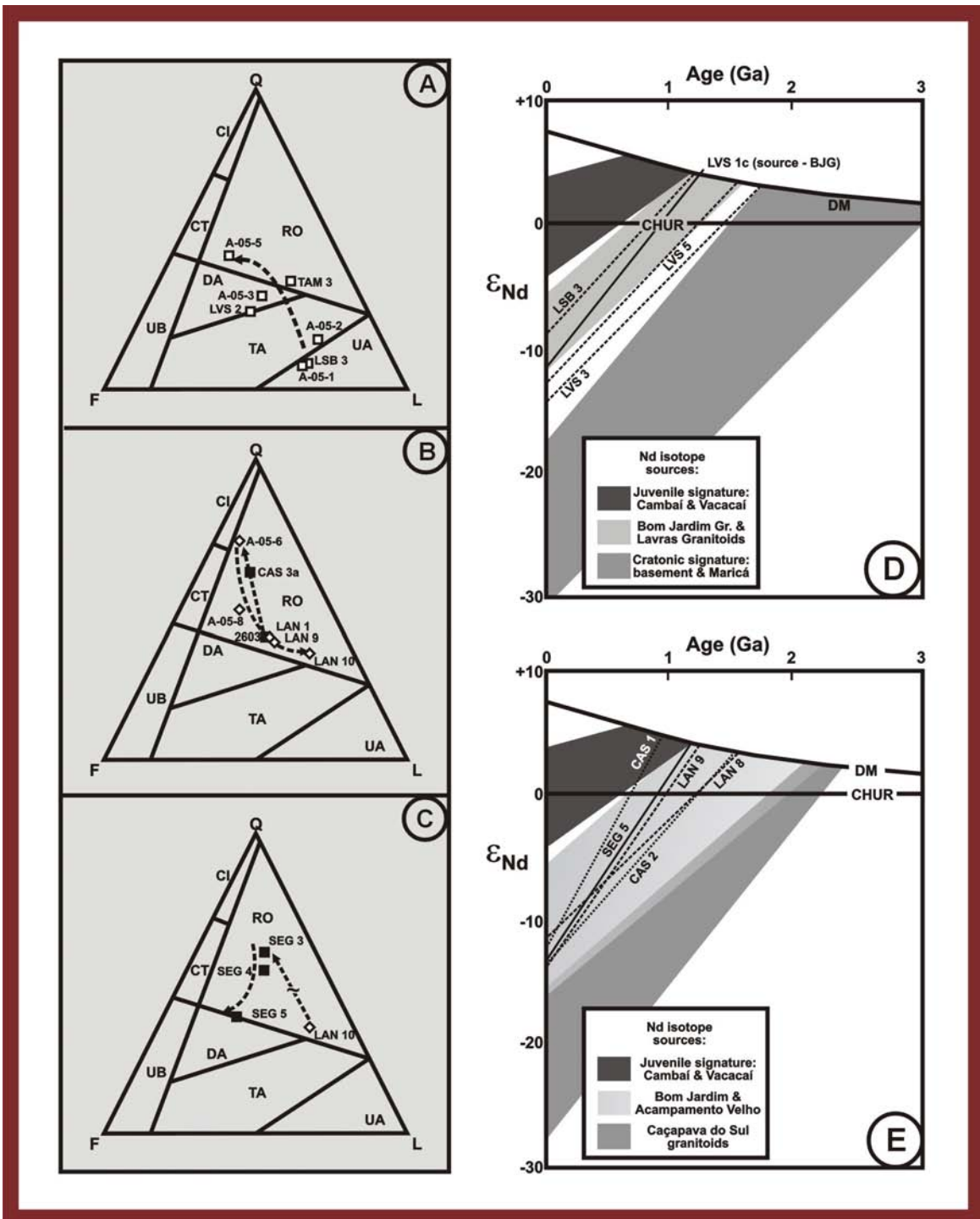


Figura 21 – Diagramas de discriminação de tipos de proveniência para as regiões sul (A) e norte (B) da Formação Santa Bárbara, e (C) para a seção da Pedra do Segredo (seqüência III); diagramas de ϵ_{Nd} versus idade para as regiões sul (D) e norte (E) da FSB, nesta última incluída a seção da Pedra do Segredo.

6 – síntese e discussão dos resultados

Os artigos científicos produzidos demonstram que a análise de bacias aqui proposta, através da integração de diferentes ferramentas analíticas, permitiu a obtenção de resultados e interpretações consistentes, com panoramas evolutivos para cada um dos intervalos analisados. Neste capítulo, são destacados os principais aspectos de cada uma das três unidades estratigráficas focalizadas, principalmente no que tange à sua estratigrafia, proveniência e evolução geológica. São sugeridas, ainda, algumas implicações quanto ao posicionamento geotectônico e à idade das unidades Maricá, Bom Jardim e Santa Bárbara. Nesta página e na próxima, no sentido de facilitar a leitura e a visualização dos setores de afloramento da “Bacia do Camaquã” e outras feições geológicas da região, encontram-se representadas novamente as figuras 1 e 2 deste trabalho.

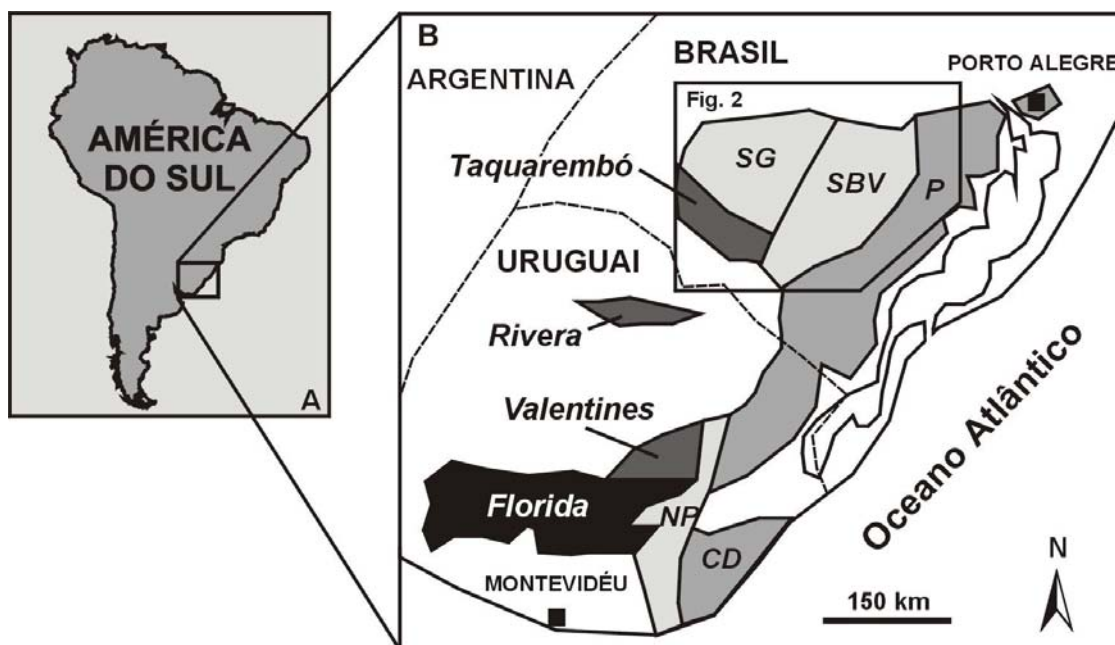


Figura 1 – Exposições de rochas pré-Paleozóicas no sul do Brasil (Escudo Sul-rio-grandense) e no Uruguai (Escudo Uruguaio), e posicionamento da região no sudeste da América do Sul (A). No mapa (B) estão localizados os blocos pré-Brasilianos do Escudo Uruguaio citados no texto (Florida, Valentines e Rivera), além dos terrenos Nico Pérez (NP) e Cuchilla Dionísio (CD). No detalhe, o contorno do mapa da figura 2, que focaliza os domínios do Escudo Sul-rio-grandense: Taquarembó, São Gabriel (SG), Santana da Boa Vista (SBV) e Pelotas (P); as cidades de Montevidéu e Porto Alegre estão indicadas pelos quadrados escuros; mapa (B) modif. de Chemale Jr. (2000).

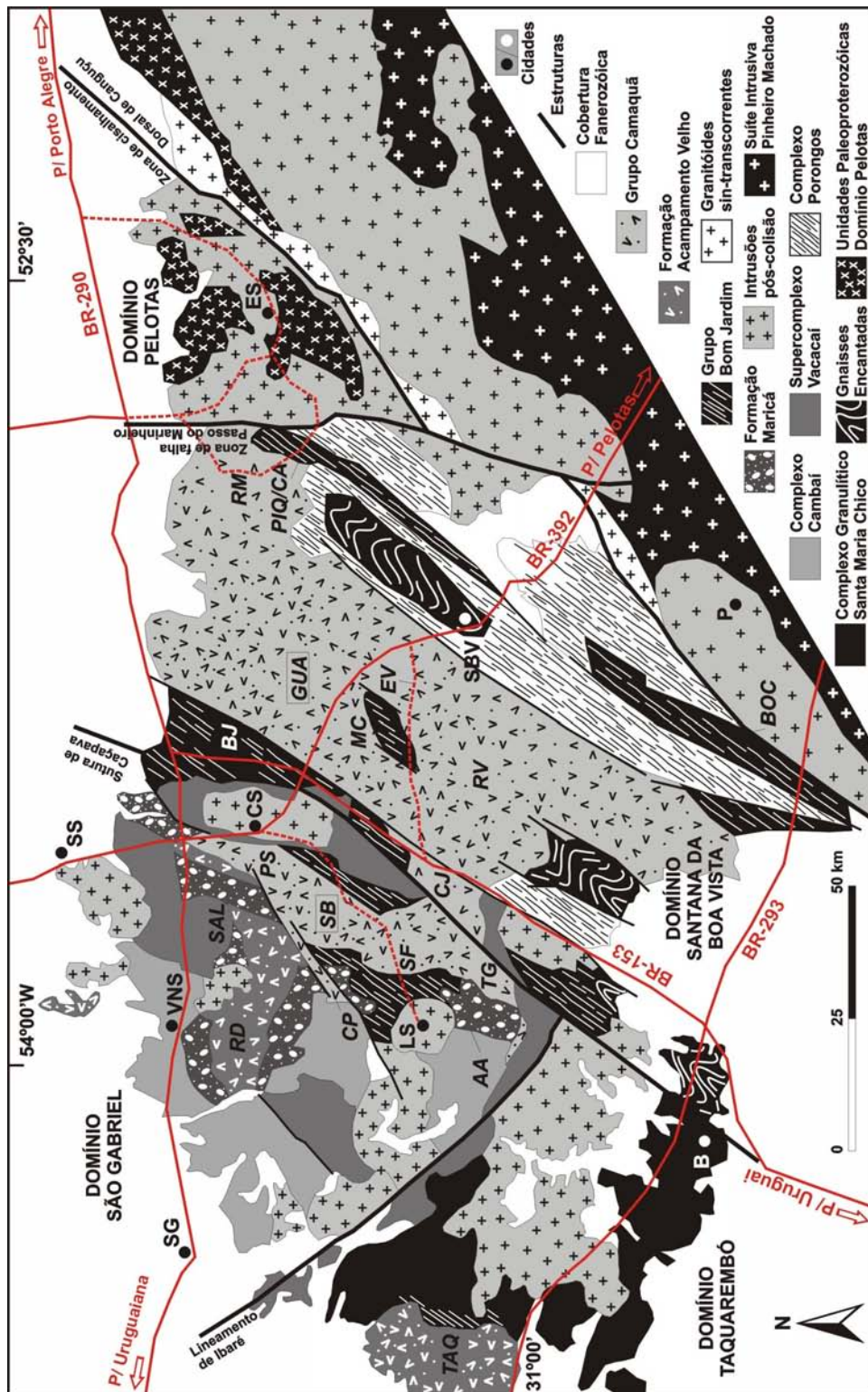


Figura 2 - Mapa geológico esquemático do Escudo Sul-rio-grandense, detalhando as principais unidades estratigráficas dos quatro domínios (Taquarémbo, São Gabriel, Santana da Boa Vista e Pelotas) e as descontinuidades geofísicas que os delimitam (lineamento de Ibaré, sutura de Caçapava e zona de cisalhamento Dorsal de Cangucu); cidades: SG - São Gabriel; B - Bagé; LS - Lavras do Sul; VNS - Vila Nova do Sul; SS - São Sepé; CS - Caçapava do Sul; SBV - Santana da Boa Vista; ES - Encruzilhada do Sul; P - Piratini; outras designações regionais, especialmente setores de afloramento da "Bacia do Camaquã" citados no texto: TAQ - platô do Taquarémbo; AA - Arroio América; RD - platô da Ramada; CP - Cerro da Pedra; TG - Passo do Tigre; SF - Santa Fé; SAL - Passo do Salisinho; PS - Pedra do Segredo; CJ - Arroio Carajá; RV - Rodeio Velho; MC - Minas do Camaquã; BJ - Bom Jardim; EV - Estrada Velha da Mina; RM - Rincão dos Mouras; PIQ/CA - Vale do Piquiri ou Cerro da Anore; BOC - Arroio oici; estão indicadas as áreas do Grupo Camaquã relacionada às formações Santa Bárbara (SB) e Guaritãs (GUA), bem como as rodovias de acesso à área.

6.1 – Formação Maricá: sedimentação costeira e marinha com proveniência continental paleoproterozóica

A Formação Maricá (Leinz *et al.*, 1941), para a qual presume-se uma idade Neoproterozóica (depositada entre 620 e 592 Ma, segundo Paim *et al.*, 2000), é composta por arenitos, folhelhos, siltitos e conglomerados, além de rochas vulcânicas ácidas intercaladas à seção (Santos *et al.*, 1978). Sua ocorrência é restrita a alguns setores de afloramento situados no Domínio São Gabriel: Passo do Salsinho, Vila Nova do Sul, platô da Ramada, Arroio América (Fig. 2, p. 66), entre outros. Uma característica compartilhada entre todas essas ocorrências é a elevada litificação das rochas sedimentares associada ao soterramento e/ou à proximidade de diques, soleiras ou corpos intrusivos de dimensões variadas.

Conforme salientado no Capítulo 5, a Formação Maricá foi subdividida, no âmbito desta contribuição, em três sucessões estratigráficas distintas (Fig. 15). Estes pacotes de rochas sedimentares e vulcânicas correspondem, de maneira geral, às unidades propostas por Pelosi & Fragoso-César (2003) para o seu “Grupo Maricá”: as formações Passo da Promessa (fluvial, base), São Rafael (marinha) e Arroio América (fluvial, topo). No entanto, neste trabalho, optou-se por utilizar a designação Formação Maricá, conforme proposto originalmente por Leinz *et al.* (1941) e reiterado por Ribeiro (1983), no sentido de preservar a liberdade de se trabalhar com diferentes abordagens estratigráficas, as quais estão em contínua evolução. Pretende-se, com isso, não introduzir ainda mais designações formais na coluna estratigráfica da “Bacia do Camaquã”.

A sucessão inferior, de origem fluvial, possui arenitos de composição arcoseana a subarcoseana, dispostos em camadas lenticulares nas quais as principais estruturas são as estratificações cruzadas, com seixos e blocos dispersos ou marcando os planos de estratificação. Nestes arenitos, grande parte dos feldspatos foram substituídos por caulinita, transformada em illita com o progressivo soterramento. Estas rochas mostram uma clara proveniência de bloco continental, seja de “interior cratônico” ou “continente transicional”, considerando a alteração superimposta, seja de “embasamento soerguido”, se forem reconstituídas as composições detríticas originais (Fig. 16).

A sucessão média possui origem marinha, com predominância de siltitos e folhelhos esverdeados, com laminação plano-paralela ou com marcas onduladas. Intercalados às rochas de granulometria fina, ocorrem camadas tabulares de arenitos maciços ou com estratificação *hummocky*, diagnósticos de correntes de turbidez e ondas

de tempestades. Os arenitos possuem composição arcoseana lítica, pela adição de significativa quantidade de fragmentos vulcânicos, e situam-se no campo da proveniência de “arco dissecado” do diagrama QFL (Fig. 16). Um evento vulcânico concomitante à deposição, que já era reconhecível na sucessão inferior (camadas de riolito e estruturas tipo “*degassing pipes*”), adquire um contorno mais claro através desta forte evidência petrográfica.

A sucessão superior, novamente fluvial e cuja base marca um limite de seqüências, possui arenitos e conglomerados nos quais a proveniência, assim como na sucessão média, é influenciada pelos fragmentos vulcânicos. As amostras situam-se nos campos do “arco dissecado” e da “reciclagem orogênica” do diagrama QFL, apesar de já não terem sido identificados sinais de vulcanismo sin-deposicional (Fig. 16). As estruturas sedimentares indicam, tanto para os sistemas fluviais de topo quanto para aqueles da base, paleocorrentes consistentes para o quadrante sudeste, indicando áreas-fonte situadas a noroeste.

Um contraste textural é notável nas rochas de origem fluvial, tanto na sucessão inferior como na superior: os seixos e blocos, nos conglomerados e arenitos, são muito bem arredondados, enquanto no arcabouço de granulometria areia média a grossa os grãos são angulosos a subangulosos. O excelente grau de arredondamento dos seixos e blocos pode sugerir longo (em distância ou duração) transporte fluvial, através de regiões planas, conforme já destacado por Pelosi & Fragoso-César (2003). O contraste textural, porém, já permite considerar outras duas hipóteses: um retrabalhamento prévio, possivelmente em ambiente praiar, e a posterior incorporação dos fragmentos grossos ao sistema fluvial, conforme proposto por Borba *et al.* (2004); ou condições climáticas úmidas, com intemperismo químico significativo e esfoliação esferoidal nas áreas-fonte, tanto continentais quanto vulcânicas.

Os resultados da aplicação da metodologia Sm-Nd a arenitos e folhelhos da Formação Maricá revelam outro paradoxo, no que tange ao posicionamento geotectônico desta unidade. A Formação Maricá aflora exclusivamente sobre rochas ígneas e metamórficas das unidades Cambai e Vacacaí, no chamado Domínio São Gabriel. Essas rochas possuem uma assinatura isotópica juvenil do Neoproterozóico (Saalman *et al.*, 2005), com valores de ϵ_{Nd} positivos ou próximos a zero, e idades-modelo T_{DM} cujos valores dominantes se situam entre 0,7 e 1,0 Ga. Porém, os resultados obtidos na Formação Maricá revelam uma proveniência totalmente distinta: os valores de ϵ_{Nd} são fortemente negativos (valores presentes entre -18,1 e -23,6) e as idades T_{DM} ficam entre 1,76 e 2,37 Ga (Fig. 16).

Estes dados sugerem, para a Formação Maricá, uma proveniência derivada de um bloco crustal do Paleoproterozóico. As idades-modelo da sucessão inferior, de 1,76 e 1,81

Ga, que poderiam sugerir alguma contribuição subordinada de fontes mais jovens, são na verdade produtos da forte alteração intempérica, na fonte ou no depósito sedimentar. Isso porque suas razões $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ são as mais baixas entre as amostras analisadas, e uma contribuição de fontes mantélicas do Neoproterozóico tenderia a elevar as razões $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$, conforme demonstrado nos resultados contidos no artigo de Saalman *et al.* (2005). Dessa forma, a diminuição das idades-modelo T_{DM} dos arenitos da sucessão inferior da Formação Maricá deve estar relacionada à adsorção preferencial do Nd em relação ao Sm nos argilominerais durante a alteração dos feldspatos, em um mecanismo semelhante àquele proposto por Zhao *et al.* (1992).

Nas sucessões média e superior, praticamente sem indícios de significativa alteração dos feldspatos, as idades-modelo ficam entre 2,07 e 2,37 Ga. Estes resultados trazem mais uma implicação: o aporte de fragmentos de rochas vulcânicas, trazidos pelo vulcanismo sin-deposicional ou pela adição de áreas-fonte vulcânicas, não provoca uma diminuição das idades-modelo. Isto significa que a assinatura isotópica das rochas vulcânicas também deve ser caracterizada por ϵ_{Nd} negativo e T_{DM} Paleoproterozóica, implicando um vulcanismo originado por fusão de crosta continental de idade superior a 2,0 Ga.

Dessa forma, as áreas-fonte dos depósitos sedimentares fluviais e marinhos da Formação Maricá estariam localizadas em um bloco continental, de composição granito-gnáissica e idades-modelo Sm-Nd Paleoproterozóicas. O primeiro questionamento que vem à mente é: qual o papel das rochas juvenis do Neoproterozóico (Cambai e Vacacaí) durante a deposição da Formação Maricá? A resposta mais simples é aquela proposta por Borba *et al.* (2004, 2006), e por Pelosi & Fragosó-César (2003): as unidades juvenis constituiriam apenas o substrato da bacia de deposição, sem contribuir significativamente como área-fonte de sedimentos (Fig. 17). Essa resposta é simplista e arraigada à convicção de que a Formação Maricá deve pertencer ao contexto da “Bacia do Camaquã”, sendo obrigatoriamente mais jovem que os metamorfitos e as rochas ígneas do terreno juvenil. Entretanto, um sistema fluvial entrelaçado, mesmo que sua principal carga detrítica fosse Paleoproterozóica, deveria receber contribuição juvenil ao percorrer, no mínimo, 50 quilômetros (distância atual entre São Gabriel e o setor de afloramentos da Formação Maricá, no Passo do Salsinho, Fig. 2, p. 66) de planície aluvial sobre rochas de assinatura Neoproterozóica. Cameron & Hattori (1997) demonstram que o rio Fraser, no Canadá, ao correr ao longo de terrenos cada vez mais juvenis, passa de uma idade-modelo de 2,59 Ga nas nascentes para cerca de 1,56 Ga junto à foz, após um trajeto de cerca de 500 quilômetros.

Ainda assim, para os depósitos fluviais da Formação Maricá, admitindo-se que as rochas juvenis do Domínio São Gabriel fossem apenas o substrato, e considerando-se as

paleocorrentes para sudeste, um bloco Paleoproterozóico deveria estar posicionado a noroeste do atual Domínio São Gabriel. De fato, uma idade K-Ar de 1731 ± 41 Ma foi obtida por Cordani *et al.* (1984) para feldspatos potássicos de uma amostra de granulito coletada a 2.037 metros de profundidade, sob as rochas sedimentares fanerozóicas da Bacia do Paraná, no poço AL-1-RS, em Alegrete, cerca de 130 km a NW da cidade de São Gabriel. Isto favoreceria a hipótese de Pelosi & Fragoso-César (2003) de que os sedimentos teriam experimentado longo transporte em uma bacia de gradiente baixo e relevo suave.

Existe, contudo, outra possibilidade. Ribeiro (1983, p. 12), em seu clássico trabalho “Informes sobre a Formação Maricá”, questiona o caráter autóctone da unidade: “*Encontra-se hoje a Formação Maricá ainda sobre as rochas onde inicialmente se depositaram os sedimentos?*” O contato basal da Formação Maricá com as rochas juvenis do ciclo Brasileiro (Cambai e Vacacaí) é ainda uma incógnita, por ausência de afloramentos ou pela ocorrência de inúmeras intrusões sub-concordantes de riolitos da Formação Acampamento Velho. A possibilidade citada por Borba *et al.* (2006), e trabalhada em maior detalhe neste texto integrador, é a de que o contato basal da Formação Maricá com as unidades Cambai e Vacacaí seja constituído por falhas de empurrão (*thrust planes*), e que por isso a Formação Maricá poderia ser alóctone.

Se, efetivamente, o caráter alóctone da Formação Maricá for, um dia, demonstrado, caem por terra todas as inferências sobre a idade máxima desta unidade. Desaparece, igualmente, a obrigatoriedade de vinculá-la aos estágios pós-colisionais do ciclo Brasileiro e, mesmo, à “Bacia do Camaquã”. A Formação Maricá poderia ter uma idade mais antiga, desde 600 Ma até 2,0 Ga, e constituir uma cobertura dos crátons Rio de La Plata (oeste), Encantadas ou Congo-Kalahari (leste), posteriormente empurrada e tectonicamente justaposta aos terrenos juvenis durante os processos de amalgamação do Gondwana sul-ocidental.

Esta discussão poderia ter-se encerrado neste momento, se não fosse a recente publicação de Saalman *et al.* (2006) sobre a evolução do “cinturão Porongos”. A sucessão metassedimentar do complexo Porongos é composta, segundo os autores citados, por quartzitos com camadas conglomeráticas subordinadas, passando a intercalações de quartzito e metapelito com aumento progressivo da espessura de rochas metapelíticas. À exceção do prefixo “meta”, a descrição condiz em linhas gerais com a das rochas e do empilhamento da Formação Maricá. Ainda se pode lembrar o trabalho de Remus *et al.* (1990), no qual as rochas metassedimentares clásticas do complexo Porongos são descritas como contendo “seixos e blocos de rochas graníticas e/ou gnáissicas”. Saalman *et al.* (2006) apresentam resultados da aplicação da metodologia Sm-Nd a rochas metavulcânicas e metassedimentares do complexo Porongos, unidade

presumidamente Neoproterozóica (em torno de 780 Ma). Os valores atuais de ϵ_{Nd} ficam entre -13 e -32, enquanto as idades-modelo T_{DM} situam-se entre 1,73 e 2,71 Ga (Paleoproterozóico), inclusive para as rochas vulcânicas ácidas.

Assim, Saalman *et al.* (2006) interpretam as rochas sedimentares do complexo Porongos como derivadas de áreas-fonte localizadas no complexo Encantadas (Paleoproterozóico), o que corrobora os estudos com zircões realizados por Hartmann *et al.* (2004). Para aqueles autores, as rochas do complexo Porongos teriam se depositado em ambiente tectônico extensional, de rifte continental ou margem passiva, possivelmente em 780 Ma. O bloco Encantadas/Porongos teria colidido com as rochas juvenis Neoproterozóicas do Domínio São Gabriel) há 700 Ma ou um pouco mais tarde, através de compressão NW-SE e falhas de empurrão com vergência para NW.

Propõe-se, neste trabalho, a possibilidade de que os setores de afloramento da Formação Maricá representem fatias do complexo Porongos ou de uma bacia correlata, preservadas da deformação e do metamorfismo que atingiram as exposições mais orientais do complexo (Fig. 22). A Formação Maricá, assim como o complexo Porongos (uma bacia Porongos/Maricá?), poderia ter sido depositada sobre o microcontinente ou bloco Encantadas, o que favoreceria a interpretação do arredondamento dos seixos e blocos como resultado de um clima mais úmido, pela forte influência da umidade marinha em uma época de continentes menos extensos. As porções da bacia sem sinais de metamorfismo regional, que constituiriam a Formação Maricá, teriam sido tectonicamente justapostas sobre as rochas das unidades Cambai e Vacacaí durante a tectônica compressional de 700 a 620 Ma, conforme o modelo de Saalman *et al.* (2006) para o cinturão Porongos (Figs. 6 e 22).

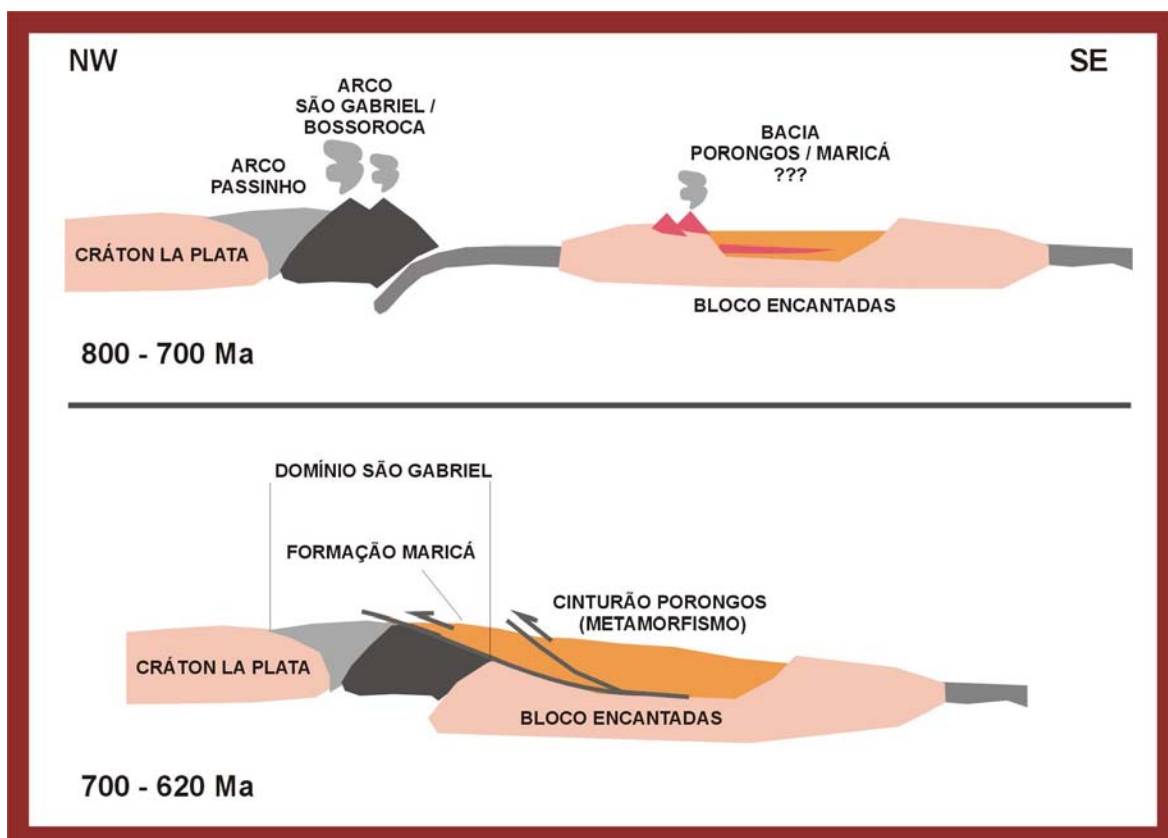


Figura 22 – Panoramas ilustrando a possibilidade de que a Formação Maricá represente lascas do complexo Porongos preservadas do metamorfismo sofrido pelo último. Ambas as unidades teriam se depositado entre 800 e 700 Ma, em uma bacia Porongos/Maricá (?), com vulcanismo ácido associado. Entre 700 e 620 Ma, durante processos colisionais, a Formação Maricá teria sido empurrada sobre as rochas juvenis do Neoproterozóico, formando o atual Domínio São Gabriel.

Outra hipótese, que também deve ser considerada, é de que a Formação Maricá pudesse representar uma unidade correlata aos metassedimentos do complexo Lavallega, localizado no terreno Nico Pérez (NP na Fig. 1), no Uruguai. Para essas rochas, Mallmann *et al.* (2003) obtiveram resultados de T_{DM} muito semelhantes aos apresentados aqui para a Formação Maricá: metassedimentos grossos com T_{DM} de 1,8 a 2,0 Ga e metassedimentos finos com T_{DM} de 2,2 a 2,4 Ga. Outro ponto a ser investigado é a possibilidade de que, pelo menos quanto à sucessão metassedimentar clástica, o complexo Passo Feio (Bitencourt, 1983) seja associado à Formação Maricá ou ao complexo Porongos (ou a ambos), pois uma amostra de clorita-epidoto xisto do complexo Passo Feio, analisada por Saalman *et al.* (2005) pelo método Sm-Nd, forneceu uma idade-modelo de 2,56 Ga, um pouco superior às obtidas para a Formação Maricá.

Com relação ao vulcanismo sin-deposicional da Formação Maricá, mais um registro merece ser feito. Foram coletadas, ainda no âmbito desta contribuição, na região

de Vila Nova do Sul (norte do Platô da Ramada, Fig. 2, p. 66), duas amostras: a primeira, MV-Rb, constitui um riolito aparentemente intercalado à sucessão fluvial inferior, mas que também pode ser um dique ácido concordante com as camadas sedimentares; a segunda, MV-10cv, corresponde a um clasto de riolito pertencente ao arcabouço detrítico de arenitos conglomeráticos da sucessão fluvial superior da Formação Maricá. Cristais de sanidina foram separados da matriz quartzo-feldspática dos riolitos, e enviados ao Centro de Pesquisas Geocronológicas da Universidade de São Paulo (CPGeo/USP), para aplicação do método $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$. Os resultados obtidos (*step-heating*), de acordo com o chamado método da idade-platô, indicam idades $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ de $507,3 \pm 1,8$ Ma, para a amostra MV-Rb, e de $506,7 \pm 1,4$ Ma para a amostra MV-10c, ambas do final do Cambriano médio.

A Formação Maricá, no entanto, possui uma idade mínima de 600 Ma, já que é intrudida pelo complexo intrusivo Lavras do Sul e pelo vulcanismo Hilário. Dessa forma, sugere-se que a Formação Maricá tenha permanecido em temperaturas acima de 200°C (compatíveis com a ilitização da caulinita) até o final do Cambriano médio, e que as idades obtidas pelo método $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ correspondam a um importante evento de resfriamento da unidade a temperaturas inferiores a 200°C . A presença de blocos e matacões de arenitos da Formação Maricá em conglomerados relacionados à porção basal da Formação Santa Bárbara na região do Cerro da Pedra (CP, Fig. 2) sugere que as idades obtidas estejam relacionadas ao início da deposição da Formação Santa Bárbara e do Grupo Camaquã como um todo, conforme será detalhado mais adiante.

6.2 – Grupo Bom Jardim: proveniência de reciclagem orogênica e de arco magmático em uma bacia compressional do Neoproterozóico

Rochas sedimentares e/ou vulcanogênicas relacionadas ao Grupo Bom Jardim (Ribeiro *et al.*, 1966) afloram em três dos quatro domínios geotectônicos do Escudo Sul-rio-grandense. Os setores de afloramento ocidentais desta unidade, localizados no Platô do Taquarembó e na região de Lavras do Sul (Fig. 2, p. 66), são dominados por rochas vulcânicas de composição basáltica, andesítica e lamprofírica, com afinidade predominantemente shoshonítica (Lima & Nardi, 1998; Wildner *et al.*, 2002). São rochas comagmáticas ao complexo intrusivo Lavras do Sul, datado em 601 ± 5 Ma (monzonitos), 599 ± 7 Ma (monzodioritos) e 598 ± 3 Ma (sienogranitos) pelo método $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ por Gastal & Lafon (2001) e Gastal *et al.* (2003). Rochas graníticas, monzoníticas e vulcânicas, reunidas na associação shoshonítica de Lavras do Sul (Lima & Nardi, 1998), possuem assinaturas isotópicas Sm-Nd diagnósticas de forte influência mantélica na geração dos magmas. Rochas sedimentares de coloração “chocolate” (denominação informal utilizada

largamente no campo) dominam os setores de afloramento orientais, como os vales do Piquiri (ou Cerro da Árvore) e do Boici. Na região central do Escudo, como na “janela Bom Jardim” e nas Minas do Camaquã (Fig. 2), ocorre a transição entre esses dois extremos, onde afloram intercalações de conglomerados, ritmitos areno-pelíticos e andesitos.

O panorama paleogeográfico (Fig. 18) obtido através da aplicação integrada de petrografia, geoquímica e geologia isotópica representa exatamente uma transição entre diferentes tipos de proveniências, entre os setores de oeste e leste (Borba *et al.*, 2006, subm.). A pesquisa, nesta unidade, concentrou-se na variação espacial entre as características dos depósitos, e não em evoluções no sentido temporal, principalmente por três motivos: (1) na “janela Bom Jardim”, a estratigrafia original está totalmente perturbada por eventos deformacionais posteriores, de caráter transcorrente, sendo virtualmente impossível o levantamento de seções; (2) em Lavras do Sul, ocorrem raras camadas de origem sedimentar; e (3) estudos anteriores realizados no Cerro da Árvore (vale do Piquiri), através de contagem estatística de clastos de conglomerados (Caravaca, 1998), demonstraram que, nas seqüências deposicionais relacionadas ao Grupo Bom Jardim, praticamente não há variações na proveniência.

Evidências da transição (Fig. 18) referida acima foram obtidas com amostragem em três setores de afloramento: Lavras do Sul (oeste), Bom Jardim (central) e Cerro da Árvore (leste), isolados e distantes cerca de 50 quilômetros entre si (Fig. 2). No oeste, predominam fragmentos vulcânicos básicos e intermediários, além de feldspatos potássicos e plagioclásio, e o resultado é uma proveniência de arco magmático, dissecado e transicional, na porção inferior do diagrama QFL e no vértice L_v do diagrama $L_mL_vL_s$ (Fig. 18). A amostra de folhelho analisada possui valores relativamente altos de Na, Ba, Sr e Zr, além de índices de intemperismo e alteração (CIW e CIA) baixos, indicando predominância de intemperismo físico. Essas características, somadas aos dados isotópicos obtidos, permitem relacionar a proveniência das rochas sedimentares do Grupo Bom Jardim, em Lavras do Sul, a uma área-fonte quase exclusivamente composta pelas rochas vulcânicas da Formação Hilário. Esta unidade, que atualmente possui setores de afloramento até o extremo oeste do Escudo Sul-rio-grandense, possivelmente tenha recoberto todos os domínios crustais a oeste da sutura de Caçapava.

No extremo leste, na região do Cerro da Árvore, os principais constituintes detríticos são o quartzo, sobretudo na variante policristalina, e os fragmentos metamórficos quartzo-micáceos (Fig. 18), indicando uma proveniência de “reciclagem orogênica”. Há forte contribuição, em algumas amostras de arenitos, de fragmentos sedimentares, denotando o retrabalhamento da própria bacia (autofagia), em um processo já identificado por Caravaca (1998). Os índices CIA e CIW possuem nesta área seus valores máximos (até 92% para CIA), assim como a razão Rb/Sr. Isso indica maior alteração química ou,

como no caso, o retrabalhamento de rochas metassedimentares, cujos fragmentos já haviam sido previamente sujeitos a, pelo menos, um ciclo de erosão, transporte, deposição, diagênese e metamorfismo. Os dados de Sm-Nd indicam a contribuição de fontes com assinatura crustal, mais antiga. Os resultados aqui apresentados assemelham-se àqueles obtidos por Saalman *et al.* (2006) para as rochas metassedimentares do cinturão Porongos, que provavelmente constituíam a litologia dominante (senão a única) nas áreas-fonte orientais da sedimentação Neoproterozóica do Grupo Bom Jardim (Fig. 18).

Na região de Bom Jardim (BJ na Fig. 2), os arenitos são compostos principalmente por detritos de origem vulcânica, mas possuem contribuição subordinada de fragmentos metamórficos e de quartzo. A proveniência é típica de “arco transicional”, como também são transicionais os índices de intemperismo CIA e CIW, intermediários entre os dois extremos citados acima. Outra evidência de mistura entre fontes é a razão $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ natural, de 0,511906, correspondente a um ϵ_{Nd} de $-14,28$, dados muito próximos àqueles obtidos para o Cerro da Árvore. Dessa forma, é provável que, na região de Bom Jardim, a sedimentação tivesse duas fontes distintas, o complexo Porongos a leste e a Formação Hilário a oeste. Uma particularidade registrada nesta região são os teores relativamente elevados de Cr, Co e Ni, correlacionados a MgO. Para Van de Kamp & Leake (1995), tal comportamento geoquímico em rochas sedimentares pode sugerir pequena contribuição de rochas-fonte ofiolíticas, de composição ultrabásica. Isso é possível, pela proximidade com o Domínio São Gabriel, que possui rochas de natureza oceânica (Hartmann *et al.*, 2003; Saalman *et al.*, 2005) em suas unidades estratigráficas. Outra possibilidade é a presença de rochas-fonte lamprofíricas, que efetivamente ocorrem na região do Arroio das Pedras, a norte de Caçapava do Sul, e possuem enriquecimento em MgO correlacionado a Cr e Ni (Nardi & Lima, 2000).

A interpretação dos dados obtidos através das ferramentas analíticas integradas permite sugerir um ambiente tectônico pós-colisional, conforme proposto anteriormente por Wildner *et al.* (2002) em estudo focalizado nas rochas vulcânicas da “Bacia do Camaquã”. Durante a deposição das rochas sedimentares do Grupo Bom Jardim, pelo menos os três domínios ocidentais do ESRG (Taquarembó, São Gabriel e Santana da Boa Vista) já estariam amalgamados, como revelam exposições da Formação Hilário sobre rochas cratônicas, a sudoeste, e juvenis, a noroeste. Da mesma forma, o registro da evolução e colisão do microcontinente Encantadas e da “bacia Porongos” com o restante da região, provavelmente através da sutura de Caçapava, já estava disponível como área-fonte para a sedimentação nos setores do Cerro da Árvore e Bom Jardim (Fig. 14).

O Domínio Pelotas, que aflora a apenas 25 quilômetros do setor de afloramento do Grupo Bom Jardim no Cerro da Árvore, aparentemente não contribuiu para a

sedimentação desta unidade, conforme sugerem os dados aqui obtidos e pesquisas anteriores realizadas por Caravaca (1998). Na verdade, registros da contribuição das rochas graníticas sintectônicas à zona de cisalhamento Dorsal de Canguçu como áreas-fonte de sedimentos foram obtidos, independentemente, por Caravaca (1998), através do reconhecimento de clastos de granitos com turmalina nos conglomerados do Rincão dos Mouras (RM na Fig. 2), e por Borba *et al.* (2003), através de razões isotópicas $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ e $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ em rochas pelíticas da Formação Guaritas. A sucessão do Rincão dos Mouras e a Formação Guaritas são representativas do Grupo Camaquã, provavelmente depositado em época posterior a 507 Ma, conforme dados de $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ citados acima.

A maior parte das rochas magmáticas do Domínio Pelotas, no entanto, possuem idades de cristalização superiores a 600 Ma (Koester *et al.*, 1997; Babinski *et al.*, 1997) e, assim, já estariam cristalizadas durante a evolução da bacia de deposição do Grupo Bom Jardim. Duas possíveis formas de explicar este paradoxo são: (1) as rochas graníticas do Domínio Pelotas não teriam equivalentes vulcânicos ou supracrustais, e não constituiriam um arco magmático; ou (2) o Domínio Pelotas poderia constituir um bloco exótico, amalgamado ao restante do Escudo Sul-rio-grandense em algum momento entre 580 e 507 Ma. Esta última hipótese foi defendida por Bossi & Gaucher (2004), autores para os quais o Terreno Cuchilla Dionísio (CD na Fig. 2, o equivalente uruguaio do Domínio Pelotas) seria alóctone e teria colidido com o Gondwana em torno de 530 Ma, por meio de transcorrência ao longo da zona de cisalhamento Sierra Ballena ou Dorsal de Canguçu (ZCTDC). Por isso, na Fig. 18, não está representado o Domínio Pelotas como componente da região leste do ESRG durante a deposição do Grupo Bom Jardim.

Os setores de afloramento do Grupo Bom Jardim afloram muito próximo às faixas de afloramento de suas principais rochas-fonte, como o complexo Porongos, e praticamente não há variações na proveniência dos sedimentos no sentido vertical, da estratigrafia. Essas características não beneficiam a interpretação desta bacia como uma *strike-slip basin*, dominada por movimentos transcorrentes, como imaginado por Paim *et al.* (2000) e por Menegat & Fernandes (2001). Pelo contrário, segundo Caravaca (1998) e Caravaca *et al.* (2003), a única modificação na proveniência ao longo das seqüências deposicionais é o aparecimento de clastos dos gnaisses Encantadas na seqüência III do Grupo Bom Jardim no setor do Cerro da Árvore. Esse efeito seria natural e esperado, devido ao progressivo desgaste das rochas metassedimentares do complexo Porongos, que constituem a cobertura dos gnaisses e a principal rocha-fonte para o Grupo Bom Jardim. Esta evidência também foi citada por Fragoso-César *et al.* (2003) para sustentar que a transcorrência teria sido posterior à maior parte da deposição nos “rifes anorogênicos” da “Bacia do Camaquã”, conforme o modelo proposto por aquele autor.

A análise integrada das características sedimentológicas dos setores de afloramento Bom Jardim e Cerro da Árvore permitem sugerir que, em primeiro lugar, a bacia de deposição do Grupo Bom Jardim teria taludes mais íngremes a leste, conforme sugerido pela maior granulometria dos depósitos do Cerro da Árvore. Da mesma forma, o caráter subaéreo do vulcanismo registrado na Formação Hilário, a ocorrência de feições diagnósticas de ressecamento periódico, na região de Bom Jardim, e as espessas seções de pelitos sem marcas de exposição subaérea da região do Cerro da Árvore permitem supor que a bacia fosse assimétrica, com maior subsidência e profundidade junto à borda leste. Estas características, juntamente com a forte componente autofágica, com exposição de locais previamente sujeitos a sedimentação, favorecem a interpretação desta como uma bacia de *foreland*, dominada por tectônica compressional, talvez oblíqua. Esta bacia estaria posicionada junto a um cinturão de dobramentos e empurrões (*fold-and-thrust belt*) a leste, composto por rochas metassedimentares do complexo Porongos e, progressivamente, com a erosão desta cobertura, também por gnaisses do Paleoproterozóico (complexo Encantadas). A oeste, em posição mais distante da frente de deformação, um vulcanismo de características intermediárias e afinidade shoshonítica ocupava o cráton e os terrenos de acreção previamente estabilizados.

Para eventual comparação do modelo apresentado com aquele proposto por Paim *et al.* (2000), deve-se levar em conta o seguinte detalhe: o setor de afloramento do Cerro da Árvore ou Vale do Piquiri, aqui considerado como representativo do Grupo Bom Jardim, é visto por aquele autor como contemporâneo à deposição da Formação Maricá. No entanto, a análise conjunta dos trabalhos de Borba *et al.* (2004, 2006 e subm.), cujos resumos encontram-se no Capítulo 5, permite verificar uma série de diferenças marcantes entre os setores de afloramento da Formação Maricá e o setor de afloramento do Cerro da Árvore. Em primeiro lugar, a litificação e a coloração esverdeada das fácies marinhas, aproximadamente uniformes nas áreas de ocorrência da Formação Maricá, não se repetem no Cerro da Árvore, que possui a típica cor “chocolate” das demais rochas do Grupo Bom Jardim. O arredondamento dos seixos e blocos da Formação Maricá, seja qual for seu significado (longo transporte, retrabalhamento praiado ou intemperismo químico com esfoliação esferoidal na área-fonte), não encontra correspondência na área do Cerro da Árvore, onde a imaturidade textural é compartilhada por todas as faixas granulométricas. A composição detrítica e o tipo de proveniência dos sedimentos também são contrastantes (reciclagem orogênica *versus* continental cratônica), sem uma transição reconhecível. Pelo contrário, por todas as evidências de transição relatadas por Borba *et al.* (subm.) e reforçadas neste item, bem como pela análise conjunta das duas unidades, demonstra-se que o setor de afloramento do Cerro da Árvore (ou Vale do Piquiri) pode ser o registro de

um depocentro localizado junto à borda leste da bacia de deposição do Grupo Bom Jardim, como já postulado por Caravaca (1998).

6.3 – O intervalo de 580 a 507 Ma: eventos tectono-magmáticos e ausência de sedimentação na “Bacia do Camaquã”

Ao final do período de sedimentação das rochas do Grupo Bom Jardim, após 580 Ma, o panorama tectônico do Escudo Sul-rio-grandense aparentemente mudou, passando de predominantemente compressional a transcorrente, com conseqüente deformação das unidades previamente formadas. No extremo oeste do Escudo (Domínio Taquarembó), junto às rochas de idade Paleoproterozóica (complexo Santa Maria Chico), ocorreu a intrusão das suítes graníticas Santo Afonso e Saibro, com idades Rb-Sr de 586 ± 48 e 557 ± 7 Ma, respectivamente. A assinatura isotópica Sm-Nd desses granitóides mostra valores negativos de ϵ_{Nd} (-14 e -15) e idades T_{DM} de 2,04 a 2,12 Ga (Chemale Jr., 2000), indicando forte contribuição crustal na formação dos magmas.

No Domínio São Gabriel, intrudindo as rochas juvenis do Neoproterozóico, os granitóides São Sepé, Ramada, Cerro da Cria e Jaguari possuem idades magmáticas entre 564 e 537 Ma. Sua afinidade geoquímica é subalcalina, e esses granitóides apresentam ϵ_{Nd} de $-11,7$ a $-15,34$ e T_{DM} de 1,8 a 2,9 Ga (Chemale Jr., 2000). Além disso, o complexo granítico Caçapava do Sul, intrudido ao longo de uma zona de cisalhamento transcorrente, possui uma isócrona Rb-Sr de 552 ± 4 Ma (Sartori & Kawashita, 1985) e dados de SHRIMP de 561 ± 11 Ma, 565 ± 14 Ma e 541 ± 11 Ma (Leite *et al.*, 1998; Remus *et al.*, 1997). A assinatura isotópica de Sm-Nd deste complexo granítico apresenta idades-modelo T_{DM} entre 2,0 e 2,3 Ga (May, 1990; Babinski *et al.*, 1996), além da ocorrência de zircões de 2,4 Ga no chamado gnaiss Neto Rodrigues (Remus *et al.*, 1996), a sudeste do complexo. A atividade de falhas transcorrentes na região de Caçapava do Sul também provocou a deformação rúptil da sucessão sedimentar do Grupo Bom Jardim, na “janela Bom Jardim” (BJ na Fig. 2).

A região leste do ESRG também foi afetada por granitogênese durante este importante evento tectono-magmático. No Domínio Santana da Boa Vista, o gnaiss Capané, intrusivo no complexo Porongos e deformado juntamente com este, possui zircões magmáticos com idade U-Pb convencional de 543 ± 6 Ma e idade-modelo T_{DM} de 2,87 Ga (Chemale Jr., 2000). Tais eventos tectônicos provocaram a deformação transcorrente da região do Cerro da Árvore, levando à atual configuração deste setor de afloramento do Grupo Bom Jardim, que apresenta dobras e camadas com forte basculamento. Já no Domínio Pelotas, a suíte granítica Dom Feliciano, de composição predominantemente ácida, possui dados de Rb-Sr que variam de 572 ± 10 (Cordani *et al.*,

1974) até 544 ± 4 Ma (Soliani Jr., 1986), e assinaturas isotópicas de Sm-Nd diversas (Chemale Jr., 2000). Análises $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ em biotitas de zonas de cisalhamento, obtidas no Domínio Pelotas (citadas por Chemale Jr., 2000), forneceram valores de $537 \pm 2,3$ e $531 \pm 2,4$ Ma.

Outro importante registro de significativa atividade magmática neste período é a Formação Acampamento Velho (Cordani *et al.*, 1974), unidade vulcânica com ampla distribuição no Escudo Sul-rio-grandense e, ainda, rochas correlacionáveis no Uruguai (Sierra de las Animas) e no Estado de Santa Catarina. A Formação Acampamento Velho é uma sucessão bimodal, com um pacote inferior (350 metros de espessura) de basaltos/andesitos, passando a rochas piroclásticas de composição ácida (lapilli-tufos, tufos e tufos soldados) e, finalmente, riolitos de fluxo de lava no topo (Almeida *et al.*, 2005). Esta unidade foi datada por Sommer *et al.* (2003), através do método U-Pb SHRIMP aplicado a onze cristais de zircão, obtendo uma idade média de $549,3 \pm 5$ Ma. O trabalho de Almeida *et al.* (2005) utiliza geoquímica e isótopos de Sr e Nd, trazendo valores atuais de ϵ_{Nd} entre $-9,34$ e $-16,66$, com T_{DM} de 1,11 a 1,78 Ga para os basalto-andesitos. Para as rochas piroclásticas ácidas, independente do caráter coerente ou particulado, os valores presentes de ϵ_{Nd} ficam entre $-7,14$ e $-16,44$ e as idades-modelo T_{DM} distribuem-se desde 1,33 até 2,79 Ga.

O significado deste conjunto de eventos magmáticos e tectônicos na evolução geotectônica do Escudo Sul-rio-grandense ainda é controverso, sendo atribuído apenas aos estágios pós-colisionais do ciclo Brasileiro/Pan-Africano. Segundo Chemale Jr. (2000), entre 550 e 540 Ma teria havido a aglutinação final das placas Rio de La Plata e Encantadas com o cráton do Kalahari. Uma revisão das publicações sobre este intervalo, no entanto, faz-se necessária para discutir o comportamento do Escudo Sul-rio-grandense nesta época de aparente ausência de sedimentação. O cenário proposto por Trompette (1997) para a aglutinação do Gondwana ocidental considera que muitos cinturões tiveram sua evolução relacionada a um ciclo orogênico de curta duração [o seu “*younger, short-lived (Y-SL) cycle*”] posicionado temporalmente entre 600 e 520 Ma. Um destes cinturões orogênicos jovens está posicionado no sudeste do Brasil, junto à faixa Ribeira (RB na Fig. 4), e tem sua evolução vinculada à orogenia Rio Doce (Campos Neto & Figueiredo, 1995). Um arco magmático cálcio-alcálico teria se desenvolvido entre 580 e 565 Ma, enquanto a cristalização de granitóides e migmatitos colisionais estaria posicionada entre 560 e 530 Ma. O magmatismo pós-colisional estaria registrado em intrusões cujas idades U-Pb em zircão ficam em 513 ± 8 Ma e 505 ± 5 Ma (Campos Neto & Figueiredo, 1995, e referências citadas naquele trabalho).

Ao sul do Escudo Sul-rio-grandense, em posição mais próxima à então margem sul-ocidental do supercontinente Gondwana, o período em questão foi marcado pela

deposição de espessas sucessões sedimentares de margem passiva, como o Grupo Arroyo del Soldado, no Uruguai (Gaucher *et al.*, 2003), a Formação Puncoviscana e as Sierras de Córdoba, na Argentina (Schwartz & Gromet, 2004). Estas unidades foram afetadas, já no Cambriano, pelos eventos da orogenia Pampeana, caracterizados por metamorfismo de alta temperatura e baixa pressão, além de intrusão de granitos dos tipos I e S. A orogenia Pampeana foi interpretada como um evento de subdução de crosta oceânica sob o cráton Rio de La Plata (Kraemer *et al.*, 1995), com posterior colisão de um fragmento continental Neoproterozóico (Rapela *et al.*, 1998) ou de uma cordilheira meso-oceânica (Simpson *et al.*, 2003). De qualquer forma, todos esses modelos posicionam o pico de metamorfismo e deformação das sucessões metassedimentares da Formação Puncoviscana e das Sierras de Córdoba em torno de 530 a 515 Ma (Schwartz & Gromet, 2004).

Sugere-se aqui, com base no registro geológico e na análise das regiões circundantes, que a maior parte da superfície do Escudo Sul-rio-grandense, no intervalo entre 580 e 507 Ma, tenha sido palco apenas de manifestações vulcânicas e piroclásticas relacionadas à Formação Acampamento Velho, além de eventos tectônicos predominantemente direcionais (transcorrentes) e transporte de sedimentos derivados do continente em direção à sua margem sul-ocidental. Após 530 Ma, propõe-se que os eventos da orogenia Pampeana, que transformaram um panorama de margem passiva em um prisma acrescionário na margem continental sudoeste do Gondwana, tenham provocado um efeito intraplaca um pouco tardio (já no Cambriano médio) no Escudo Sul-rio-grandense, sob a forma de um pulso de soerguimento. Conforme mencionado anteriormente, idades $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ de $507,3 \pm 1,8$ Ma e de $506,7 \pm 1,4$ Ma foram obtidas para feldspatos potássicos de rochas vulcânicas (camadas e clastos) relacionadas à Formação Maricá, de idade deposicional incerta, mas superior a 600 Ma. Fragmentos de arenitos arcoseanos da Formação Maricá ocorrem na base de um pacote de depósitos aluviais conglomeráticos da região do Cerro da Pedra (UFRGS, 2003), próximo a Lavras do Sul, em uma sucessão atribuída ao Grupo Camaquã (formações Santa Bárbara e Guaritas). Assim, argumenta-se aqui que o início da deposição do Grupo Camaquã tenha ocorrido após 507 Ma, já no Cambriano médio a superior, concomitante ou um pouco posterior à idade de soerguimento obtida para a Formação Maricá.

As duas idades $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ obtidas para os feldspatos potássicos da Formação Maricá encontram correspondência em idades K-Ar obtidas e/ou apresentadas por Soliani Jr. (1986) na região oeste do Escudo Sul-rio-grandense e no bloco Rivera (Fig. 1, p. 65). Naquele trabalho, somente para rochas plutônicas, o autor refere idades de 513 ± 15 Ma para o metagabro Arroio do Jaques, 514 ± 17 Ma para um gabro do maciço Pedras Pretas, 518 ± 25 Ma para o gabro Esmeralda e 506 ± 22 Ma em granito do complexo São Sepé.

Além disso, existe uma idade K-Ar de 506 Ma referida por Robertson (1966) para os granitóides de Caçapava do Sul. No bloco Rivera, Soliani Jr. (1986) obteve idades K-Ar de 507 ± 12 Ma (plagioclásio de tonalito), 515 ± 11 Ma (biotita de “granito pórfiro”) e 499 ± 12 Ma (plagioclásio de granodiorito). Para rochas vulcânicas do Escudo Sul-rio-grandense, aquele mesmo autor obteve idades K-Ar, em rochas vulcânicas da “Bacia do Camaquã”, de 519 ± 26 e 513 ± 16 Ma (andesito, RT), 510 ± 15 Ma (feldspato), 510 ± 8 Ma (plagioclásio) e 512 ± 9 Ma (ignimbrito, RT).

Dessa forma, o panorama sugerido aqui para os estágios finais do Cambriano médio envolve informações da literatura e idades radiométricas obtidas no âmbito deste trabalho. A leste do ESRG, imagina-se um cinturão já soerguido desde a fase colisional, composto pelas rochas metassedimentares do complexo Porongos, com a adição das rochas intrusivas do Domínio Pelotas, de idades, composições e assinaturas isotópicas variadas, que durante o período 580-507 Ma passaram a aflorar ou foram justapostas ao restante do Escudo. A oeste, o maciço soerguido mais tardiamente, durante a primeira metade do Cambriano, orientado segundo NE-SW desde o bloco Rivera até, no mínimo, o norte do Domínio São Gabriel. A grande bacia situada nas terras baixas entre os dois maciços soerguidos teria um substrato aproximadamente plano e seria compartimentada por um alto topográfico na região de Caçapava do Sul (o “alto de Caçapava”), como atestam depósitos aluviais aflorantes naquele local (Borba & Mizusaki, 2002). Esta bacia teria recebido, a partir de 507 Ma, sedimentação aluvial, fluvial, lacustre e eólica, com a contribuição de lavas basálticas de afinidade alcalina, preenchimento registrado nas unidades Santa Bárbara, Rodeio Velho e Guaritas, componentes do Grupo Camaquã.

6.4 – Grupo Camaquã: sedimentação continental e vulcanismo basáltico alcalino no Cambro-Ordoviciano

A sucessão sedimentar pertencente ao Grupo Camaquã e focalizada com detalhe neste trabalho corresponde aproximadamente à Formação Santa Bárbara, definida por Robertson (1966) a oeste de Caçapava do Sul, e ao conjunto formado pela aloformação Santa Fé e alogrupo Santa Bárbara, na divisão proposta por Paim *et al.* (2000). Essa sucessão sedimentar possui, como características gerais, predominância de estratos tabulares, de coloração castanha avermelhada, imaturidade textural e abundância de feições de ressecamento. A faixa de afloramentos estudada é contínua e ocorre desde a região de Santa Fé, a leste de Lavras do Sul, até o oeste da cidade de Caçapava do Sul. Neste trabalho, foram realizadas análise estratigráfica e de proveniência sedimentar, através da integração de ferramentas petrográficas e isotópicas. Nos artigos de Borba & Mizusaki (2003) e Borba *et al.* (2006, subm.), mantém-se a designação original Formação Santa Bárbara e não se introduzem novas nomenclaturas, no sentido de não saturar ainda mais a coluna estratigráfica da “Bacia do Camaquã”.

A análise faciológica realizada permitiu o reconhecimento de cinco associações de fácies para a Formação Santa Bárbara: leques aluviais, frente deltaica aluvial, lacustre, canais fluviais entrelaçados arenosos e canais fluviais entrelaçados de leito cascalhoso. Não foram identificadas estruturas sedimentares que denotassem sedimentação marinha, embora existam referências a esse respeito (Fambrini *et al.*, 2003, 2005; Netto *et al.*, 1992).

A Formação Santa Bárbara, no âmbito deste trabalho, foi subdividida em três seqüências deposicionais. As seqüências I e II podem ser interpretadas como resultado de deposição em uma grande planície aluvial, com transporte de sedimentos para norte/nordeste e contribuição de leques aluviais laterais, provenientes do “alto de Caçapava do Sul”. Na região sul da unidade, nas seqüências I e II, é notável a abundância de feições de periódico ressecamento da planície aluvial (gretas de contração, *mud curls*, pingos de chuva), bem como de retrabalhamento de fácies finas por correntes unidirecionais (*rip-up clasts*). Na porção norte, a ocorrência de feições de ressecamento é mais rara, denotando a provável presença de um ou mais lagos junto à borda nordeste da bacia, o chamado “alto de Caçapava”.

A seqüência III, aflorante somente na região da Pedra do Segredo (PS na Fig. 2), possui em sua base depósitos gravitacionais onde os fragmentos são quase exclusivamente de arenitos e siltitos das unidades basais, denotando a exposição à erosão de porções anteriormente submetidas a deposição. Alguns desses fragmentos, de tamanho matacão, possuem preservadas suas estruturas sedimentares, como

estratificações cruzadas e horizontais. A seqüência III revela, ainda, a inversão do sentido de preenchimento da bacia, uma vez que as paleocorrentes medidas nas imediações da Pedra do Segredo apontam transporte para sul/sudoeste. Estas evidências sugerem um hiato temporal entre o final da deposição da seqüência II e o início da sedimentação fluvial cascalhosa relacionada à seqüência III.

Com relação à proveniência (Borba et al., 2006, *subm.*), é possível interpretar em separado as regiões sul e norte da bacia (Fig. 21). Os depósitos aluviais da região sudoeste da unidade (Santa Fé, *SF* na Fig. 2) possuem uma proveniência vulcânica, de “arco não dissecado”, passando a “arco transicional” e “reciclagem orogênica” em direção ao topo da seqüência I e à base da seqüência II. Estes dados, assim como a similaridade entre as idades-modelo T_{DM} de sedimentos (1,24 Ga) e clastos vulcânicos (1,28 Ga) na base e seu progressivo aumento em direção ao topo, indicam uma área-fonte dominada pelas rochas vulcânicas da Formação Hilário (Grupo Bom Jardim), progressivamente substituída por rochas metamórficas e intrusivas com a denudação das vulcânicas. Na porção norte da bacia, marcada por proveniência de “reciclagem orogênica”, a idade-modelo T_{DM} obtida na base (0,99 Ga) indica contribuição detrítica de unidades juvenis do Neoproterozóico aflorantes no bloco São Gabriel. Em direção ao topo, passam a contribuir mais rochas de assinatura antiga ou mista, como as formações Maricá e Acampamento Velho. Na seqüência III, há uma tendência de substituição da proveniência de “reciclagem orogênica” por uma proveniência continental (Fig. 21), com a progressiva exposição dos granitóides de Caçapava do Sul. A idade-modelo T_{DM} obtida (1,21 Ga), porém, não acompanha a tendência observada, possivelmente em virtude dos baixos teores de Sm e Nd das rochas do complexo granítico Caçapava do Sul. Dessa forma, o transporte fluvial axial, no sentido sul/sudoeste, carregado em fragmentos vulcânicos das unidades Bom Jardim e Acampamento Velho, estaria ditando a assinatura isotópica dos arenitos da Pedra do Segredo, por seu mais alto teor de Sm e Nd.

Observações de campo posteriores ao trabalho de Borba & Mizusaki (2003), realizadas na região do Cerro da Pedra (*CP* na Fig. 2), ao norte de Lavras do Sul (UFRGS, 2003), permitiram o reconhecimento de fragmentos de arenitos da Formação Maricá e andesitos da Formação Hilário nos depósitos da base do Grupo Camaquã. A integração destas informações com a obtenção, ao sul, de idades-modelo semelhantes entre sedimentos e clastos vulcânicos, e mais ao norte, de uma idade-modelo T_{DM} de 0,99 Ga para rochas sedimentares da Formação Santa Bárbara, permite reconstruir o conjunto de rochas-fonte da base da unidade: rochas juvenis do Neoproterozóico (unidades Cambaí e Vacacaí), rochas sedimentares da Formação Maricá e rochas vulcânicas da Formação Hilário. Conforme visto no item 6.3, eventos de soerguimento de todas essas unidades foram datados por K-Ar (Soliani Jr., 1986) ou $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ (Borba *et al.*, inédito), no Domínio

São Gabriel, indicando uma idade deposicional máxima do final do Cambriano médio para a base do Grupo Camaquã.

Ainda no sentido de uma discussão estratigráfica, salientamos a existência de um estudo de fotoestratigrafia realizado por Paim *et al.* (2003) que revela uma discordância angular entre o pacote aluvial da base da Formação Santa Bárbara e o restante da seqüência I (ou entre as aloformações Santa Fé e Lanceiros de Paim *et al.*, 2000). Dessa forma, a sucessão do Grupo Camaquã a oeste de Caçapava do Sul poderia ser formada por, na verdade, quatro seqüências, se considerarmos o pacote aluvial basal como um intervalo à parte. Ainda assim, devido à ausência de intercalações vulcânicas ou piroclásticas aos depósitos da base da Formação Santa Bárbara, e principalmente às novas idades $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ obtidas no âmbito desta tese, consideramos que o pacote aluvial de base também possui uma idade inferior a 507 Ma, não estando vinculado temporalmente à Formação Acampamento Velho.

Vale ressaltar a ocorrência, sob a ponte do arroio Carajá, a sul de Caçapava do Sul, de intercalações entre rochas sedimentares avermelhadas, mal selecionadas, com as lavas basálticas do Membro Rodeio Velho. Essas rochas sedimentares, que exibem feições diagnósticas de vulcanismo concomitante ou de posição temporal próxima à da sedimentação (Fig. 23), poderiam ser afloramentos da Formação Santa Bárbara. Isto porque a região sul da Formação Santa Bárbara, assim como de outras unidades da área (complexo granítico Caçapava do Sul), foi preferencialmente soerguida em relação à porção norte durante o Paleozóico superior e o Mesozóico, conforme demonstrado através da termocronologia por traços de fissão em apatita (TFA, Borba, 2001; Borba *et al.*, 2002; Borba *et al.*, 2003a). Assim, acredita-se que os depósitos do arroio Carajá (CJ na Fig. 2) sejam representativos da unidade basal da Formação Santa Bárbara, e que os basaltos alcalinos do Membro Rodeio Velho os teriam intrudido enquanto este pacote ainda estava saturado por água, formando as feições observadas (Fig. 23).



Figura 23 (A, B, C) – Relações entre as lavas basálticas do Membro Rodeio Velho e rochas sedimentares imaturas e avermelhadas que podem estar relacionadas à Formação Santa Bárbara; afloramento localizado próximo à ponte sobre o arroio Carajá, a sul da cidade de Caçapava do Sul; fotos do autor.

Aqui, cabe uma discussão que deve receber atenção e melhores estudos por parte dos pesquisadores da “Bacia do Camaquã”, deste trabalho em diante: a possibilidade de que as formações Santa Bárbara e Guaritas sejam, na verdade, contemporâneas. Hoje, existe na pesquisa científica da “Bacia do Camaquã” um aparente consenso quanto à relação estratigráfica entre essas duas unidades: o de que a Formação Guaritas recobre, em discordância angular, a Formação Santa Bárbara. Tanto é assim que o trabalho de Paim *et al.* (2000) traz os alogrupos Santa Bárbara e Guaritas, conceitualmente separados por uma discordância. Há outra possibilidade? Para iniciar uma discussão deste tipo, propõe-se aqui, por um momento, que se esqueça os “rótulos” Santa Bárbara e Guaritas, e que se analise as seções de rochas avermelhadas a leste e a oeste de Caçapava do Sul apenas como o Grupo Camaquã.

A estratigrafia do Grupo Camaquã”, a oeste de Caçapava do Sul, contém na base rochas derivadas da atividade de leques aluviais dominados por fluxos torrenciais (Borba & Mizusaki, 2002). Estas rochas, ainda saturadas em água, sofreram efeitos térmicos de intrusão das lavas basálticas do Membro Rodeio Velho (Fig. 23, acima). Aparentemente, segundo Paim *et al.* (2003), há uma discordância angular entre esta seção basal e as rochas de origem flúvio-lacustre sobrepostas. Estas rochas de origem flúvio-lacustre são divididas em duas seqüências deposicionais, com transporte fluvial para nordeste. Sobrepondo esta sucessão, ocorrem conglomerados e arenitos conglomeráticos,

representativos de um sistema fluvial cascalhoso, com transporte para sul/sudoeste, aflorantes no setor Pedra do Segredo. Essa estratigrafia, devido a processos posteriores de soerguimento, está distribuída também no espaço: a base aflora mais para o sul (Lavras, arroio Carajá) e o topo da unidade ocorre mais para o norte (Pedra do Segredo).

A leste de Caçapava do Sul, nos domínios da Formação Guaritas, o que ocorre? Assim como no oeste, há uma espessa seção de depósitos aluviais (Fig. 24) na base do Grupo Camaquã, que aflora principalmente na região da estrada velha da Mina (EV na Fig., 2), entre Santana da Boa Vista e Minas do Camaquã, e mais para o sul. Esses depósitos, por vezes basculados, também possuem intercalações dos basaltos Rodeio Velho, formando estruturas semelhantes àquelas do arroio Carajá. Depósitos aluviais também ocorrem a leste da “janela Bom Jardim”, nas Minas do Camaquã e na região do Rincão dos Mouras (Fig. 2). Esses depósitos são, muitas vezes, mapeados como pertencentes à Formação Santa Bárbara ou, no caso do Rincão dos Mouras, por força da duvidosa estratigrafia, alguns pesquisadores acabaram cunhando um termo híbrido: “Guari-bárbara” (Caravaca, com. verbal). De qualquer forma, estes depósitos aluviais, por mais espessa que seja a seção, não encerram a totalidade das variações estratigráficas da Formação Santa Bárbara e, portanto, sua vinculação a esta unidade é, na realidade, a simples colocação de um “rótulo”. Acima desta seção aluvial, aparentemente após uma discordância angular, ocorrem duas seqüências deposicionais de origem flúvio-eólica (Scherer *et al.*, 2003) aflorantes na seção da Pedra Pintada, com transporte para norte/nordeste. No topo, correspondendo à unidade Varzinha (do alogruppo Guaritas), ocorrem depósitos fluviais, com carga um pouco mais grossa e transporte fluvial para sul/sudoeste, marcando a inversão do sentido de preenchimento da bacia.

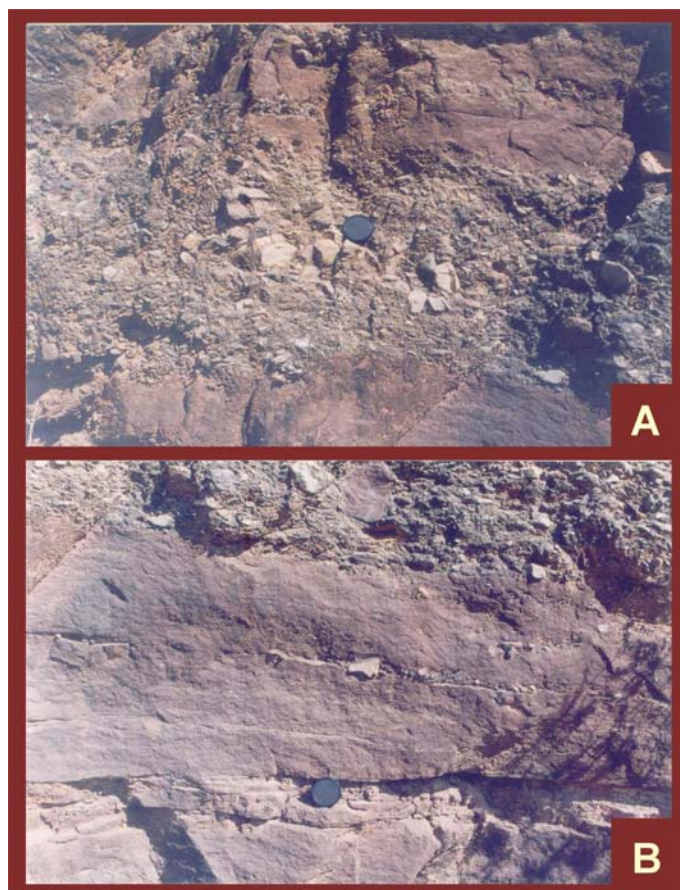


Figura 24 (A, B) – Depósitos conglomeráticos com clastos de quartzitos e xistos, aflorantes no setor da estrada velha da Mina, nos domínios da Formação Guaritas; fotos do autor.

O posicionamento de duas sucessões definitivamente semelhantes, com variações estratigráficas que poderiam ser atribuídas aos mesmos processos, como unidades diferentes e, sobretudo, com uma relação de discordância entre si, merece uma revisão e estudos mais detalhados de estratigrafia e determinação das idades deposicionais. Tentou-se buscar idades pelo método Rb-Sr em pelitos, mas o caráter continental e imaturo dos sedimentos do Grupo Camaquã impossibilitou o sucesso das análises. As idades Rb-Sr obtidas, de 575 ± 54 Ma para depósitos da Formação Santa Bárbara (seqüência I), e de cerca de 650 Ma (com erro analítico muito elevado) para a Formação Guaritas, refletem certamente uma contribuição muito significativa de áreas-fonte do Neoproterozóico, conforme sugerido por Borba *et al.* (2003b). Assim, resta ainda a dúvida quanto à relação entre as formações Santa Bárbara e Guaritas, e fica a proposta de que estas duas unidades sejam, na verdade, contemporâneas e que possam ser interpretadas como um único Grupo Camaquã.

Dúvidas sobre o posicionamento estratigráfico destas unidades sedimentares, aliás, não constituem um elemento novo. Uma leitura cuidadosa dos trabalhos clássicos

permite encontrá-las em profusão. O trabalho de Robertson (1966) define o Grupo Camaquã como composto pelas unidades “*Santa Bárbara Formation*”, “*Guaritas Formation*” e “*Coxilha Conglomerate*”. A Formação Santa Bárbara possui, segundo o autor citado, próximo à sua base, o “*Martins Andesite Member*”, depois renomeado para “Membro Rodeio Velho” por Ribeiro *et al.* (1966). A respeito deste andesito, Robertson (1966) afirma: “(...) *consists of widespread flows (...) of medium to dark brown lava, almost universally vesicular and amygdaloidal with trachytic texture (...) near the base of the Santa Bárbara Formation, interlayered and interfingered with red conglomerate and arkose or greywacke beds.*”

Robertson (1966) também introduz a discordância angular entre as formações Santa Bárbara e Guaritas, mas afirma que “*the Guaritas Formation is estimated to be at least 300 meters thick*”. Ou seja, aquele pesquisador também não viu todo o pacote da Formação Guaritas sobreposto à Formação Santa Bárbara. Ainda naquele trabalho, a referência ao “*Coxilha Conglomerate*”, mal selecionado e de origem granítica, é reveladora: “*it caps both the Guaritas and Santa Bárbara formations in the Pedra do Segredo hill*”. Isto é, Robertson (1966) considerava, provavelmente, os arenitos e conglomerados da Pedra do Segredo como os representantes da sua Formação Guaritas, que exibe uma discordância angular com a sua Formação Santa Bárbara. Esta discordância também é salientada no presente trabalho, e corresponde ao limite da seqüência II para a seqüência III (Borba & Mizusaki, 2003), com remobilização de rochas já litificadas, inversão total das paleocorrentes e um provável hiato temporal significativo. A correlação lateral entre os atuais alogrupos Santa Bárbara e Guaritas já foi sugerida por Fragoso-César *et al.* (1985), em sua clássica revisão na estratigrafia das “molassas”. Naquele trabalho, os autores redefinem a Formação Guaritas, que “engloba as litologias mapeadas sob as denominações de Formação Santa Bárbara, Formação Guaritas e Conglomerado Coxilha”, e que “ocupa duas bacias separadas pelo alto de Caçapava do Sul”. Além disso, a seqüência vulcanossedimentar IV do trabalho de CPRM (1995) também engloba as formações Santa Bárbara e Guaritas.

Sugere-se, portanto, que o Grupo Camaquã tenha, a oeste e a leste do “alto de Caçapava”, arranjos estratigráficos e panoramas evolutivos semelhantes, e que as formações Santa Bárbara e Guaritas sejam contemporâneas. Uma possível evolução da bacia deposicional do Grupo Camaquã, conforme sugerido no presente trabalho, iniciaria ao final do Cambriano médio, como possível resposta a tensões tardias intraplaca (transcorrentes e/ou extensionais) da orogenia Pampeana. Eventos de soerguimento atingiram a região oeste do Escudo Sul-rio-grandense e o bloco Rivera, elevando um maciço composto por rochas do embasamento (Cambai e Vacacaí), rochas sedimentares de assinatura mais antiga (Formação Maricá) e rochas vulcânicas das unidades Hilário

(Bom Jardim) e Acampamento Velho. Soerguimentos localizados também teriam atingido a região de Caçapava do Sul, formando um alto topográfico intrabacia, enquanto a borda leste da bacia seria composta pelas rochas metassedimentares do complexo Porongos e pelos granitóides do Domínio Pelotas, que a esta altura já estariam aflorantes ou tectonicamente justapostos ao restante do Escudo.

Em resposta aos eventos de soerguimento e à atividade de falhas (transcorrentes, normais, ou oblíquas), espessas sucessões aluviais se depositaram junto às bordas da bacia e junto ao alto intrabacia (Fig. 25), com fragmentos que refletem diretamente as litologias aflorantes no entorno. Esta característica favoreceria a interpretação desta como uma bacia extensional, tipo rifte, em detrimento de uma bacia transcorrente (*strike-slip, pull-apart*). Os depósitos correspondentes a este intervalo estariam hoje representados nas regiões de Santa Fé (SF), do Cerro da Pedra (CP), do arroio Carajá (CJ) e do Passo do Tigre (TG), a oeste de Caçapava do Sul, e nas regiões do Rincão dos Mouras (RM), da estrada velha da Mina (EV), e a leste da “janela Bom Jardim” (BJ), todas a leste de Caçapava do Sul (setores apontados na Fig. 2).

Um evento vulcânico provocou a extrusão de lavas basálticas de afinidade alcalina, em torno de 470 ± 19 Ma, reunidas no Membro Rodeio Velho, representadas nas regiões do arroio Carajá (CJ), do Passo do Tigre (TG) e do arroio Rodeio Velho (RV), a sul da estrada velha da Mina (Figs. 2 e 25). A interação das lavas com os depósitos sedimentares aluviais ainda saturados em água (lençol freático raso) provoca o surgimento das estruturas de passagem de fluidos nos arenitos do Arroio Carajá. Em locais onde os depósitos aluviais já estivessem mais consolidados, podem ter se formado intrusões sem feições de interação úmida com sedimentos. É possível que o próprio evento vulcânico Rodeio Velho e seus reflexos tectônicos tenham provocado soerguimentos e basculamentos localizados nas camadas inferiores do Grupo Camaquã, conforme observado na fotoestratigrafia de Paim *et al.* (2003) na região de Santa Fé (SF) e na estrada velha da Mina (EV) onde, por causa de seu basculamento, os arenitos e conglomerados aluviais da base da sucessão eram mapeados com o rótulo “Santa Bárbara”. Além disso, pequenas falhas de natureza transcorrente sinistral afetaram fragmentos do topo da sucessão do Cerro da Pedra (Fig. 26), interpretada aqui como correspondente à base do Grupo Camaquã.

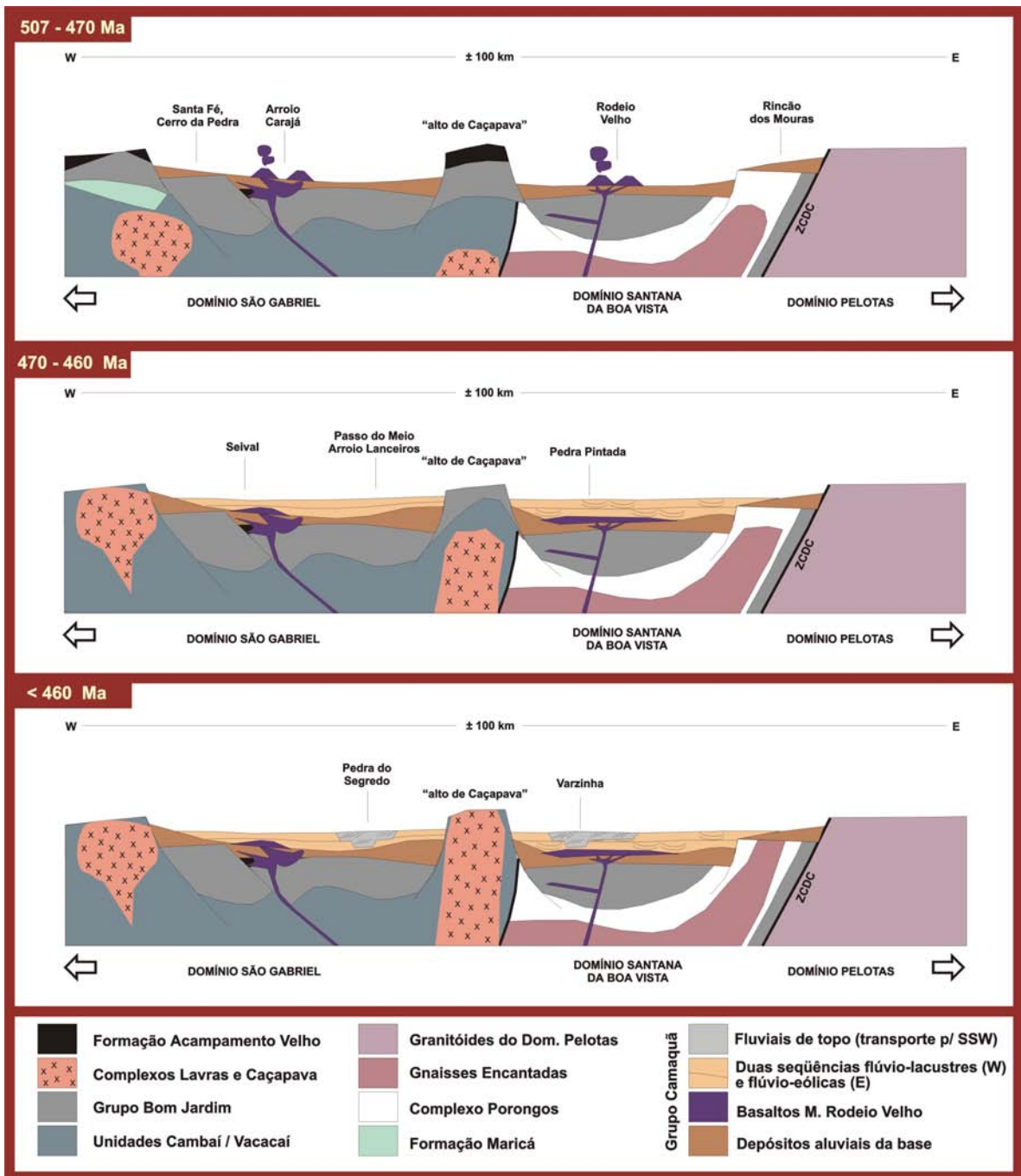


Figura 25 – Proposta de evolução geológica para o Grupo Camaquã, a oeste e leste do “alto de Caçapava”; no perfil superior, é ilustrada a deposição das rochas aluviais da base das sucessões Santa Bárbara e Guaritas, e o vulcanismo Rodeio Velho; no perfil médio, é representada a deposição das duas seqüências flúvio-lacustres a oeste, e flúvio-eólicas a leste, dando origem às unidades Lanceiros e Pedra Pintada; por fim, no perfil inferior, o processo de inversão da bacia, com a deposição de sistemas fluviais entrelaçados representados pelas unidades Pedra do Segredo e Varzinha; ZCDC é a zona de cisalhamento Dorsal de Canguçu, que limita os domínios Pelotas (a leste) e Santana da Boa Vista (a oeste).



Figura 26 (A, B, C) – Evidências de atividade de falhas transcorrentes sinistras, de direção NE-SW, afetando fragmentos tamanho bloco imersos em depósitos aluviais da base do Grupo Camaquã, na região do Cerro da Pedra (CP na Fig. 2); fotos do autor.

Assim, sobre essa superfície, que pode ser considerada uma discordância angular, se depositaram os pacotes flúvio-lacustres da aloformação Lanceiros, a oeste do alto de Caçapava, e as rochas flúvio-eólicas da aloformação Pedra Pintada (unidades propostas por Paim *et al.*, 2000), a leste do alto intrabacia (Fig. 25). Essas unidades possuem em comum, certamente, o fato de terem sido depositadas em uma bacia rasa, periodicamente ressecada, e o mesmo sentido de preenchimento da bacia: de sul para norte/nordeste. Enquanto no leste a ocorrência dos pacotes eólicos e a evolução diagenética (De Ros *et al.*, 1994) denunciam o caráter desértico da sedimentação, no oeste o periódico ressecamento da planície aluvial é evidenciado por gretas de contração, pingos de chuva, *mud curls* e retrabalhamento de fácies finas. É importante, ainda, lembrar que tanto a sucessão flúvio-lacustre quanto a flúvio-eólica são formadas por duas seqüências deposicionais, e que os limites entre essas seqüências possuem causas semelhantes. No leste, nos domínios da Formação Guaritas, a subida relativa do lençol freático em resposta a um provável aumento da subsidência não mais permitiu a disponibilização de areia seca para a construção das dunas (Scherer *et al.*, 2003), formando uma supersuperfície. Enquanto isso, no oeste, a maior subsidência proporcionou o afloramento de uma lâmina d'água permanente, dando origem a sistemas fluviais entrelaçados perenes. Por fim,

certamente como resposta a um novo pulso tectônico, ocorreu a total inversão do sentido de preenchimento da bacia. Os arenitos da seqüência III (Pedra do Segredo), nos domínios da Formação Santa Bárbara (Borba & Mizusaki, 2003), e da aloformação Varzinha, discordante sobre os pacotes eólicos do leste, possuem o mesmo padrão de paleocorrentes, no sentido sul/sudoeste (Fig. 25).

7 – conclusões e recomendações

O principal objetivo deste trabalho – a obtenção de dados concretos para a evolução estratigráfica, petrográfica e isotópica dos depósitos da “Bacia do Camaquã” – foi alcançado através da integração de diferentes técnicas, com sensibilidade a processos diversos. A análise de bacias aqui exposta permitiu exercícios de reconstrução de áreas-fonte e inferências sobre a ambientação tectônica de cada uma das unidades focalizadas: a Formação Maricá, o Grupo Bom Jardim e a Formação Santa Bárbara.

A evolução da bacia deposicional da Formação Maricá se inicia com proveniência a partir de um bloco continental Paleoproterozóico, e passa, em direção ao topo, a uma proveniência de arco dissecado, pela adição de fragmentos possivelmente derivados de vulcanismo sin-deposicional. Os dados isotópicos obtidos revelaram um paradoxo: a Formação Maricá, que recobre exclusivamente terrenos juvenis Neoproterozóicos, possui idades-modelo T_{DM} entre 1,76 e 2,37 Ga, portanto Paleoproterozóicas. Sugere-se, assim, que se investigue em trabalhos futuros, também com dados concretos, a possibilidade de que a Formação Maricá seja o registro geológico de uma bacia mais antiga, sem vinculação com os estágios pós-colisionais do ciclo Brasileiro ou com a própria “Bacia do Camaquã”. Esta bacia, desenvolvida sobre um bloco ou continente Paleoproterozóico, poderia ter sido posteriormente empurrada sobre os terrenos juvenis durante processos colisionais. Observa-se, igualmente, a possibilidade de correlação da Formação Maricá com unidades metamórficas, como os complexos Porongos (Domínio Santana da Boa Vista), Passo Feio (Domínio São Gabriel) ou Lavallega (terreno Nico Pérez). Para eventual comprovação dessa correlação, seria necessário efetuar datações absolutas em zircões separados dos clastos de piroclásticas ácidas componentes do arcabouço dos arenitos conglomeráticos de topo da Formação Maricá, para definir sua idade deposicional. Qualquer que seja a idade deposicional encontrada, esta não invalida os dados de Sm-Nd aqui obtidos, uma vez que as rochas vulcânicas em si podem – e, neste caso, devem – ter sido derivadas de fusão de crosta Paleoproterozóica.

O Grupo Bom Jardim, cuja ordenação estratigráfica é de difícil definição em campo por força de deformação superimposta, foi investigado com relação a variações espaciais de proveniência. A bacia deposicional proposta teria sua borda oeste junto às rochas vulcânicas da Formação Hilário, e neste setor os arenitos são epiclásticos, com proveniência típica de “arco não dissecado” e valores de ϵ_{Nd} atual em torno de -7 , compatível com resultados anteriores do magmatismo shoshonítico do Rio Grande do Sul. Em rochas sedimentares derivadas da borda leste, no setor de afloramento do Cerro da

Árvore, uma assinatura crustal em termos de Nd foi obtida, com ϵ_{Nd} atual em torno de -13 , e a proveniência é tipicamente de “reciclagem orogênica”. A predominância de fragmentos metassedimentares e clastos de quartzo policristalino sugere que as principais rochas-fonte pertencem ao complexo Porongos, aflorante no Domínio Santana da Boa Vista. Na região de Bom Jardim, situada em posição intermediária entre esses dois extremos, há características de transição, e uma particularidade: teores relativamente maiores de Cr, Co e Ni, correlacionados a TiO_2 . Tais características permitem supor a contribuição localizada de fontes ofiolíticas ou lamprofíricas, ambas registradas na região de Caçapava do Sul. Não há indícios, no leste, de contribuição das rochas magmáticas do Domínio Pelotas, ainda que este bloco crustal esteja hoje aflorando a apenas 25 quilômetros de distância da região do Cerro da Árvore. Este fato enseja mais pesquisas, pois existe a possibilidade de que os granitóides do Domínio Pelotas sejam efetivamente alóctones, com justaposição posterior à deposição do Grupo Bom Jardim. Essas propostas já existem, sobretudo para os terrenos correlatos do Uruguai, e merecem atenção da comunidade científica sul-rio-grandense.

Por fim, os dados obtidos na Formação Santa Bárbara revelam uma proveniência mais diversificada, com características de arco magmático na base e com tendência à reciclagem orogênica em direção ao topo. Este padrão combina com um panorama de progressivo desgaste de unidades vulcânicas (as unidades Hilário e Acampamento Velho) e a conseqüente exposição de granitóides e sucessões metamórficas e sedimentares mais antigas. As idades-modelo Sm-Nd obtidas também demonstram a mistura entre fontes cratônicas e juvenis, por sua variação entre 0,99 e 1,75 Ga. A similaridade das variações estratigráficas entre as sucessões relacionadas ao Grupo Camaquã a oeste (setor Santa Bárbara) e a leste (setor Guaritas) do alto de Caçapava do Sul também mereceu uma atenção especial neste trabalho, e certamente necessita de pesquisas mais longas e dedicadas exclusivamente à verificação desta possibilidade. A recente obtenção de idades $^{40}Ar/^{39}Ar$ referentes ao final do Cambriano médio (506 e 507 Ma), em clastos de rochas piroclásticas da Formação Maricá, revela um importante evento de soerguimento na idade citada, o qual pode estar relacionado à abertura da bacia deposicional do Grupo Camaquã. Mais dados de $^{40}Ar/^{39}Ar$ são necessários, sobretudo em fragmentos formadores do arcabouço dos conglomerados do Grupo Camaquã, para a obtenção de um controle cronoestratigráfico mais concreto com relação a esses eventos tectônicos e deposicionais.

Os dados obtidos permitiram visualizar os depósitos sedimentares da “Bacia do Camaquã” como produtos de uma evolução em três momentos. O primeiro (Formação Maricá), possivelmente ainda antes dos processos colisionais do ciclo Brasileiro/Pan-Africano, em uma bacia com grande uniformidade de áreas-fonte, possivelmente interna a um bloco crustal Paleoproterozóico. O segundo (Grupo Bom Jardim), já no final do

Neoproterozóico (600 Ma), provavelmente em uma bacia resultante de tectônica compressional, com significativo vulcanismo associado e uma diversidade restrita de áreas-fonte, pela indisponibilidade ou inexistência de outros blocos crustais. O terceiro momento (Grupo Camaquã) corresponde a uma bacia de tipo rifte ou *pull-apart*, na qual esforços de extensão e transcorrência atuaram em conjunto, já sobre um Escudo Sul-riograndense completamente amalgamado, o que se revela pela diversidade de rochas-fonte e de assinaturas isotópicas.

Além disso, os possíveis hiatos entre esses três estágios, se confirmadas as inferências e as hipóteses relatadas neste trabalho, seriam muito significativos, no mínimo de cerca de 80 Ma entre o final da evolução de uma bacia e o início da outra. Isso leva a mais uma pergunta: existe, mesmo, uma “Bacia do Camaquã”? Na grande maioria dos trabalhos, mesmo aqueles com uso de alostratigrafia e/ou estratigrafia de seqüências, os hiatos aventados são pequenos e a evolução imaginada é praticamente contínua. Aqui, contudo, são propostos hiatos temporais tão significativos quanto 80 ou 100 Ma entre um e outro evento deposicional, em bacias sedimentares formadas sob ambientes tectônicos diversos, com diferentes arranjos entre as placas que formaram o Escudo Sul-riograndense, e conseqüentemente resultando em diferentes padrões de proveniência. Assim, sugere-se aqui, como fechamento deste trabalho, que os depósitos sedimentares da “Bacia do Camaquã” constituam, na verdade, a superposição de três bacias distintas (Maricá, Bom Jardim e Camaquã), separadas no tempo por dois eventos tectono-magmáticos importantes: o primeiro, durante a colisão dos blocos crustais Rio de La Plata e Encantadas com os terrenos juvenis Neoproterozóicos; e o segundo durante a justaposição do Domínio Pelotas ao restante do Escudo Sul-riograndense, possivelmente em processo já vinculado a eventos orogênicos da margem sul-ocidental do Gondwana.

8 – referências bibliográficas

- Almeida, D.P.M.; Zeffass, 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*, v. 5 (3), pp. 721-733.
- Almeida, D.P.M.; Borba, A.W.; Chemale Jr., F.; Koester, E.; Conceição, R.V. (2003) Isotopic signature of the Acampamento Velho and Rodeio Velho volcanic successions from the Camaquã Basin, southern Brazil. In: *South American Symposium on Isotope Geology*, 4, v. 2, pp. 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*, v. 8 (4), pp. 479-492.
- Almeida, F.F.M. (1969) Diferenciação tectônica da Plataforma Brasileira. In: *Congresso Brasileiro de Geologia*, 23, Anais, pp. 24-46.
- Almeida, F.F.M.; Hasui, Y.; Brito Neves, B.B.; Fuck, R.A. (1981) Brazilian structural provinces: an introduction. *Earth Science Reviews*, v. 17, pp. 1-29.
- Andersson, P.O.D.; Johansson, Å.; Kumpulainen, R.A. (2003) Sm-Nd isotope evidence for the provenance of the Skoorsteenberg Formation, Karoo Supergroup, South Africa. *Journal of African Earth Sciences*, v. 36, p. 173-183.
- Asahara, Y.; Tanaka, T.; Kamioka, H.; Nishimura, A.; Yamazaki, T. (1999) Provenance of the north Pacific sediments and processes of source material transport as derived from Rb-Sr isotopic systematics. *Chemical Geology*, v. 158, p. 271-291.
- Awwiller, D.N.; Mack, L.E. (1991) Diagenetic modification of Sm-Nd model ages in Tertiary sandstones and shales, Texas Gulf Coast. *Geology*, v. 19, p. 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*, v. 24, p. 439-442.
- Babinski, M.; Chemale Jr., F.; Van Schmus, W.R.; Silva, L.C. (1997) U-Pb and Sm-Nd geochronology of the Neoproterozoic granitic-gneissic Dom Feliciano Belt, southern Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, 10, 263-274.
- Ball, T.T.; 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*, v. 87, p. 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, p. 1-18.

- Bitencourt, M.F.A.S. (1983) Metamorfitos da região de Caçapava do Sul, RS – geologia e relações com o corpo granítico. In: Simpósio Sul-brasileiro de Geologia, 1, Atas, pp. 37-49.
- Bitencourt, M.F.A.S.; Nardi, L.V.S. (1993) Late- to post-collisional Brasileiro magmatism in southernmost Brazil. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, v. 65 (1), pp. 3-16.
- Blatt, H. (1991) Principles of stratigraphic analysis. Blackwell, Boston, 512 p.
- Bonhomme, M. G.; Ribeiro, M. J. (1983) Datações K-Ar das argilas associadas a mineralizações de cobre da Mina Camaquã e de suas encaixantes. In: Simpósio Sul-brasileiro de Geologia, 1, vol. 1, pp. 82-88.
- Borba, A.W. (2001) Formação Santa Bárbara (Eo-paleozóico da região de Caçapava do Sul): uma nova visão através de técnicas estratigráficas e geocronológicas. Dissertação de Mestrado, inédita, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, 131 p.
- 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*, v. 29 (1), pp. 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*, v. 16 (5), pp. 365-380.
- 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*, v. 15 (2), pp. 683-692.
- Borba, A.W.; Lima, E.F.; Vignol-Lelarge, M.L.M.; Mizusaki, A.M.P.; Sparrenberg, I.; Barros, C.E. (2003a) Significance of Late Paleozoic fission-track ages in volcanic rocks from the Lavras do Sul region, southernmost Brazil. *Gondwana Research*, v. 6 (1), pp. 79-88.
- Borba, A.W.; Mizusaki, A.M.P.; Silva, D.R.A.; Kawashita, K. (2003b) Razões isotópicas $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ e $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ como traçadores de proveniência de rochas sedimentares siliciclásticas: exemplos no Grupo Camaquã (Paleozóico inferior, RS, Brasil). *Pesquisas em Geociências*, v. 30 (2), pp. 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*, v. 7 (3), pp. 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*, v. 9 (4), pp. 464-474.
- Borba, A.W.; Maraschin, A.J.; Noronha, F.L.; Casagrande, J.; Mizusaki, A.M.P. (2006) Provenance of the sedimentary rocks of the Bom Jardim Group (Neoproterozoic, southern Brazil): evidences from petrography, geochemistry and Neodymium isotopes. *Latin American Journal of Sedimentology and Basin Analysis*, submetido.

- Borba, A.W.; Mizusaki, A.M.P.; Silva, D.R.A.; Maraschin, A.J. (2006) Santa Bárbara Formation (Early Paleozoic, Caçapava do Sul, southern Brazil): petrographic and Sm-Nd isotopic provenance constraints. *Journal of South American Earth Sciences*, submetido.
- Bossi, J.; Gaucher, C. (2004) The Cuchilla Dionisio Terrane, Uruguay: an allochthonous block accreted in the Cambrian to SW-Gondwana. *Gondwana Research*, v. 7 (3), pp. 661-674.
- Boven, A.; Pasteels, P.; Punzalan, L.E.; Liu, J.; Luo, X.; Zhang, W.; Guo, Z.; Hertogen, J. (2002) $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ geochronological constraints on the age and evolution of the Permo-Triassic Emeishan Volcanic Province, Southwest China. *Journal of Asian Earth Sciences*, v. 20, p. 157-175.
- Brown, L.F.; Fisher, W.L. (1977) Seismic-stratigraphic interpretation of depositional systems: examples from Brazilian rift and pull-apart basins. In: Payton, C.E. (Ed.) *Seismic stratigraphy – Application to hydrocarbon exploration*, American Association of Petroleum Geologists Memoir 26, pp. 213-248.
- Cameron, E.M.; Hattori, K. (1997) Strontium and neodymium isotope ratios in the Fraser River, British Columbia: a riverine transect across the Cordilleran orogen. *Chemical Geology*, 137 (3-4), p. 243-253.
- Campos Neto, M.C.; Figueiredo, M.C.H. (1995) The Rio Doce Orogeny, southeastern Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, v. 8, pp. 143-162.
- 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, pp. 111-115.
- Carvalho, P.F. (1932) Reconhecimento geológico no Estado do Rio Grande do Sul. *Boletim do Serviço Geológico e Mineralógico do Brasil*, v. 66, pp. 1-72.
- Cawood, P.A.; Nemchin, A.A.; Freeman, M.; Sircombe, K. (2003) Linking source and sedimentary basin: detrital zircon record of sediment flux along a modern river system and implications for provenance studies. *Earth and Planetary Science Letters*, v. 210, p. 259-268.
- 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, pp. 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.
- Cordani, U.G.; Halpern, M.; Berenholc, M. (1974) Comentários sobre as determinações da Folha de Porto Alegre. In: DNPM, *Carta Geológica do Brasil ao Milionésimo, Texto Explicativo da Folha Porto Alegre e Lagoa Mirim*.

- 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.
- Costa, A.F.U. (1997) Teste e modelagem geofísica da estruturação das associações litotectônicas pré-Cambrianas no Escudo Sul-rio-grandense. PhD Thesis, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, 291 p.
- 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.
- Colquhoun, G.P.; Fergusson, C.L.; Tye, S.C. (1999) Provenance of early Paleozoic sandstones, southeastern Australia, Part 2: cratonic to arc switching. *Sedimentary Geology*, v. 125, p. 153-163.
- Cox, R.; Lowe, D.R. (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), p. 1-12.
- DePaolo, D.J. (1988) Neodymium Isotope Geochemistry. Springer-Verlag, Berlin, 187p.
- DePaolo, D.J.; Wasserburg, G.J. (1976) Nd isotopic variations and petrogenetic models. *Geophysical Research Letters*, v. 3, p. 249-252.
- De Ros, L.F. (1998) Heterogeneous generation and evolution of diagenetic quartzarenites in the Silurian-Devonian Furnas Formation of the Paraná Basin, southern Brazil. *Sedimentary Geology*, v. 116, p. 99-128.
- 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, pp. 197-228.
- Dickinson, W.R. (1970) Interpreting detrital modes of greywacke and arkose. *Journal of Sedimentary Petrology*, v. 40, p. 695-707.
- 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, p. 333-362.
- Dickinson, W.R.; Suczek, C.A. (1979) Plate tectonics and sandstone compositions. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, v. 63 (12), p. 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*, v. 93, pp. 222-235.
- Einsele, G. (1992) *Sedimentary Basins: evolution, facies and sediment budget*. Springer Verlag, Berlin, 628p.

- Fambrini, G.L.; Janikian, L.; Paes de Almeida, R.; Fragoso-César, A.R.S. (2003) O Grupo Santa Bárbara (Neoproterozóico III) na sub-bacia Camaquã Central, RS. I Encontro sobre a Estratigrafia do Rio Grande do Sul: Escudo e Bacias, Porto Alegre, 2003, pp. 116-122.
- Fambrini, G.L.; Janikian, L.; Paes de Almeida, R.; Fragoso-César, A.R.S. (2005) O Grupo Santa Bárbara (Ediacarano) na sub-bacia Camaquã Central, RS: estratigrafia e sistemas deposicionais. *Revista Brasileira de Geociências*, v. 35 (2), pp. 227-238.
- 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*, v. 14, p. 437-446.
- Fergusson, C.L.; Tye, S.C. (1999) Provenance of early Paleozoic sandstones, southeastern Australia, Part 1: vertical changes through the Bengal fan-type deposit. *Sedimentary Geology*, v. 125, p. 135-151.
- 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.
- 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, pp. 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, pp. 39-43.
- Fragoso-César, A.R.S. (1991) Tectônica de placas no Ciclo Brasileiro: as orogenias dos cinturões Dom Feliciano e Ribeira no Rio Grande do Sul. Tese de Doutorado, Universidade de São Paulo, 366 p.
- Fragoso-César, A.R.S.; Lavina, E.L.; Paim, P.S.G.; Faccini, U.F. (1984) A antefossa molássica do cinturão Dom Feliciano no Escudo do Rio Grande do Sul. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 33, pp. 3272-3283.
- Fragoso-César, A.R.S.; Faccini, U.F.; Paim, P.S.G.; Lavina, E.L.; Flores, J.A.A. (1985) Revisão na estratigrafia das molassas do Ciclo Brasileiro no Rio Grande do Sul. In: Simpósio Sul-brasileiro de Geologia, 2, pp. 477-491.
- 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*, v. 30 (3), pp. 438-441.
- Fragoso-César, A.R.S.; Paes de Almeida, R.; 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, pp. 139-144.

- Frantz, J.C.; Botelho, N.F.; Pimentel, M.M.; Potrel, A.; Koester, E.; Teixeira, R.S. (1999) Relações isotópicas Rb-Sr e Sm-Nd e idades do magmatismo granítico brasileiro da região leste do Cinturão Dom Feliciano no Rio Grande do Sul: evidências de retrabalhamento de crosta continental paleoproterozóica. *Revista Brasileira de Geociências*, 29 (2), 227-232.
- 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, pp. 58-62.
- Galloway, W.E. (1989) Genetic stratigraphic sequences in basin analysis I: architecture and genesis of flooding-surface bounded depositional units. *AAPG Bulletin*, v. 73 (2), 125-142.
- 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.; 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. 2, p. 564-567.
- Gaucher, C.; Sial, A.N.; Ferreira, V.P.; Chiglino, L.; Sprechmann, P. (2003) The Precambrian-Cambrian boundary in Uruguay: chemostratigraphy of the Cerro Victoria Formation, upper Arroyo del Soldado Group. In: IV South American Symposium on Isotope Geology, Salvador, BA, v. 1, pp. 349-352.
- Gazzi, P. (1966) Le arenarie del flysch sopracretaceo dell'Appennino modenese: correlazioni con il flysch di Monghidoro. *Mineralogica et Petrographica Acta*, v. 16, p. 69-97.
- Gleason, J.D.; Patchett, P.J.; Dickinson, W.R.; Ruiz, J. (1994) Nd isotopes link Ouachita turbidites to Appalachian sources. *Geology*, v. 22, p. 347-350.
- Gleason, J.D.; Patchett, P.J.; Dickinson, W.R.; Ruiz, J. (1995) Nd isotopic constraints on sediment sources of the Ouachita-Marathon fold belt. *Geological Society of America Bulletin*, v. 107 (10), p. 1192-1210.
- Goldstein, S.L.; O'Nions, R.K.; Hamilton, P.J. (1984) A Sm-Nd isotopic study of atmospheric dusts and particulates from major river systems. *Earth and Planetary Science Letters*, v. 70, p. 221-236.
- Goldstein, S.L.; Arndt, N.T.; Stallard, R.F. (1997) The history of a continent from U-Pb ages of zircons from Orinoco River sand and Sm-Nd isotopes in Orinoco basin river sediments. *Chemical Geology*, v. 139, p. 271-286.
- 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, pp. 5-33.
- Grousset, F.E.; Biscaye, P.E.; Zindler, A.; Prospero, J.; Chester, R. (1988) Neodymium isotopes as tracers in marine sediments and aerosols: North Atlantic. *Earth and Planetary Science Letters*, v. 87 (4), p. 367-378.

- Harnois, L. (1988) The CIW index: a new chemical index of weathering. *Sedimentary Geology*, v. 55, p. 319-322.
- Hartmann, L.A.; Nardi, L.V.S. (1982) Os granitos Santo Afonso, Saibro e Vauthier da região do Arroio Santa Maria Chico, Dom Pedrito, RS – Geologia, petrologia e geoquímica de elementos maiores, com interpretação geotectônica. *Acta Geologica Leopoldensia*, v. 12, pp. 153-158.
- 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, pp. 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*, v. 27, pp. 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*, v. 47, pp. 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. In: 4th South American Symposium on Isotope Geology, Salvador, Short papers, v. 1, p. 178.
- Hartmann, L.A.; Philipp, R.P.; Liu, D.; Wang, L.; Santos, J.O.S.; Vasconcellos, M.A.Z. (2004) Paleoproterozoic magmatic provenance of detrital zircons, Porongos Complex Quartzites, southern Brazilian Shield. *International Geology Review*, v. 46, pp. 127-157.
- Hasui, Y.; Carneiro, C.D.R.; Coimbra, A.M. (1975) The Ribeira Folded Belt. *Revista Brasileira de Geociências*, v. 5, pp. 257-266.
- Helmold, K.P. (1985) Provenance of feldspathic sandstones – the effect of diagenesis on provenance interpretations: a review. In: Zuffa, G.G. (Ed.) *Provenance of Arenites*. NATO ASI Series C 148, Reidel, Dordrecht, p. 139-164.
- Hervé, F.; Fanning, C.M.; Pankhurst, R.J. (2003) Detrital zircon age patterns and provenance of the metamorphic complexes of southern Chile. *Journal of South American Earth Sciences*, v. 16, p. 107-123.
- Holz, M.; De Ros, L.F. (2000) *Geologia do Rio Grande do Sul*. CIGO-UFRGS, Porto Alegre, Brasil.
- Howard, J.L. (1993) The statistics of counting clasts in rudites: a review, with examples from the upper Palaeogene of southern California, USA. *Sedimentology*, v. 40, p. 157-174.
- Ingersoll, R.V.; Busby, C.J. (1995) Tectonics of sedimentary basins. In: Busby, C.J.; Ingersoll, R.V. (Eds.) *Tectonics of Sedimentary Basins*, Blackwell Science, p. 1-51.
- Innocent, C.; Fagel, N; Hillaire-Marcel, C. (2000) Sm-Nd isotope systematics in deep-sea sediments: clay-size versus coarser fractions. *Marine Geology*, v. 168, p. 79-87.

- Issler, R.S. (1985) Bacia periférica Camaquã-Itajaí: elemento tectônico desenvolvido pela tectônica de placas. In: Simpósio Sul-brasileiro de Geologia, 2, pp. 184-198.
- Jervey, M.T. (1988) Quantitative geological modeling of siliciclastic rock sequences and their seismic expression. In: Wilgus, C.K.; Hastings, B.S.; Kendall, C.G.St.C.; Posamentier, H.W.; Ross, C.A.; Van Wagoner, J.C. (Eds.) Sea-level changes: an integrated approach, SEPM Special Publication 42, pp. 47-69.
- 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. American Association of Petroleum Geologists Memoir 58, pp. 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, v. 24 (1/2), p. 67-77.
- Köppen, A.; Carter, A. (2000) Constraints on provenance of the Central European Triassic using detrital zircon fission track data. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, v. 161, p. 193-204.
- Kraemer, P.E.; Escayola, M.P.; Martino, R.D. (1995) Hipótesis sobre la evolución tectónica neoproterozóica de las Sierras Pampeanas de Córdoba (30°40' – 32°40'). Revista de la Asociación Geológica Argentina, v. 50, pp. 47-59.
- 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 Geologica Leopoldensia, v. 21, pp. 185-227.
- Leinz, V.; Barbosa, A.F.; Teixeira, E. (1941) Mapa Geológico Caçapava-Lavras. Boletim 90, Secretaria da Agricultura, Indústria e Comércio – RS, 39p.
- 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, 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, v. 40 (8), pp. 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. Congresso Brasileiro de Geologia 36, 300-312.
- 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 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.

- Mallmann, G.; Chemale Jr., F.; Armstrong, R.; Kawashita, K. (2003) Sm-Nd and U-Pb SHRIMP studies of the Nico Pérez Terrane, reworked Rio de La Plata craton, Uruguay. In: South American Symposium on Isotope Geology, 4, v. 1, pp. 207-210.
- Marensi, S.A.; Net, L.I.; Santillana, S.N. (2002) Provenance, environmental and paleogeographic controls on sandstone composition in an incised-valley system: the Eocene La Meseta Formation, Seymour Island, Antarctica. *Sedimentary Geology*, v. 150, p. 301-321.
- Martinsen, O.J.; Ryseth, A.; Helland-Hansen, W.; Flesche, H.; Torkildsen, G.; Idil, S. (1999) Stratigraphic base level and fluvial architecture: Ericson Sandstone (Campanian), Rock Springs Uplift, SW Wyoming, USA. *Sedimentology*, v. 46, pp. 235-259.
- May, G.E. (1990) Pan-African magmatism and regional tectonics of South Brazil. Tese de Doutorado, Open University, Milton Keynes, Southampton, UK, 343 p.
- 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*, v. 54, p. 2015-2050.
- Mearns, E.W. (1988) A samarium-neodymium isotopic survey of modern river sediments from northern Britain. *Chemical Geology*, v. 73 (1), p. 1-13.
- Melcher, G.C.; Mau, H. (1960) Novas observações geológicas na região de Caçapava do Sul, Rio Grande do Sul. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, v. 32 (1), pp. 43-50.
- Menegat, R.; Fernandes, L.A.D. (2001) A reappraisal of the nature and age of the late-orogenic basins of the Neoproterozoic Dom Feliciano Belt in southern Brazil. Tectonic Studies Group Annual Meeting, 2001, Leeds (UK).
- Menegat, R.; Fernandes, L.A.D. (2003) Bacia pós-orogênicas do Escudo Sul-riograndense: contexto tectônico e arcabouço estratigráfico. In: I Encontro sobre a estratigrafia do Rio Grande do Sul: Escudo e Bacias, pp. 123-130.
- Menegat, R.; Fernandes, L.A.D.; Koester, E.; Scherer, C.M.S. (1998) Porto Alegre antes do Homem: evolução geológica. In: Menegat, R.; Porto, M.L.; Carraro, C.C.; Fernandes, L.A.D. (Coords.) *Atlas Ambiental de Porto Alegre*, UFRGS, PMPA, INPE.
- Merrihue, C.; Turner, G. (1966) Potassium-argon dating by activation with fast neutrons. *Journal of Geophysical Research*, v. 71, p. 2852-2857.
- Miall, A.D. (1990) *Principles of sedimentary basin analysis*. Springer, New York, 668 p.
- Miall, A.D. (1991) Stratigraphic sequences and their chronostratigraphic correlation. *Journal of Sedimentary Petrology*, v. 61, pp. 497-505.
- Miall, A.D. (1996) *The Geology of Fluvial Deposits: sedimentary facies, basin analysis and petroleum geology*. Springer, Berlin.

- Mitchum, R.M.; Vail, P.R.; Thompson, S. (1977) Seismic stratigraphy and global changes of sea level, part 2: the depositional sequence as a basic unit for stratigraphic analysis. In: Payton, C.E. (Ed.) Seismic stratigraphy – Application to hydrocarbon exploration, American Association of Petroleum Geologists Memoir 26, pp. 53-62.
- 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, pp. 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*, v. 58 (2), p. 348-357.
- Nesbitt, H.W.; Young, G.M. (1982) Early Proterozoic climates and plate motions inferred from major chemistry of lutites. *Nature*, v. 299, p. 715-717.
- 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, UNISINOS, 1992, 90-96.
- Oliveira, J.M.M.T. (1992) Formação Arroio dos Nobres: depósitos marinhos ou continentais? Uma discussão. In: I Workshop sobre as Bacias Molássicas Brasileiras, UNISINOS, 1992, 106-112.
- Orengo, P.R.S.; Souza Jr., R. (1997) Projeto Vila Nova – Mapeamento Geológico 1:25000 – Geologia da Faixa VIII. Trabalho de Graduação, UFRGS.
- Paim, P.S.G. (1994) Depositional systems and palaeogeographical evolution of the Camaquã and Santa Bárbara basins, Brazil. PhD. Thesis, University of Oxford, 277 p.
- Paim, P.S.G.; Lopes, R.C.; Chemale Jr., F. (1995) Aloestratigrafia, sistemas deposicionais e evolução paleogeográfica da Bacia do Camaquã – Vendiano Superior / Ordoviciano inferior do RS. In: Simpósio Sul-brasileiro de Geologia, 6, Encontro de Geologia do Cone Sul, 1, Boletim de Resumos, pp. 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.
- Pelosi, A.P.M.R.; Fragoso-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*, v. 29 (1), pp. 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*, v. 14, pp. 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, p. 110.
- Posamentier, H.W.; James, D.P. (1993) An overview of sequence-stratigraphic concepts: uses and abuses. Special Publication, International Association of Sedimentologists, 18, pp. 3-18.
- Posamentier, H.W.; Allen, G.P.; James, D.P. (1992) High resolution sequence stratigraphy – the East Coulee Delta, Alberta. *Journal of Sedimentary Petrology*, v. 62 (2), pp. 310-317.
- Rapela, C.W.; Pankhurst, R.J.; Casquet, C.; Baldo, E.; Saavedra, J. Galindo, C.; Fanning, C.M. (1998) The Pampean Orogeny of the southern proto-Andean: Cambrian continental collision in the Sierras de Córdoba. In: Pankhurst, R.J.; Rapela, C.W. (Eds.) *The Proto-Andean margin of Gondwana*. Geological Society of London Special Publication, pp. 181-217.
- Reading, H.G. (1996) *Sedimentary Environments: processes, facies and stratigraphy*. Blackwell Science, 3ª Edição.
- Remus, M.V.D.; McNaughton, N.J.; Hartmann, L.A.; Groves, D.I. (1996) SHRIMP U-Pb zircon dating at 2448 Ma of the oldest igneous rocks in southern Brazil: identification of the westernmost border of the Dom Feliciano Belt. In: *Symposium on Archean Terranes of the South American Platform*, 1, pp. 67-69.
- Remus, M.V.D.; McNaughton, N.J.; Hartmann, L.A.; Fletcher, I.R. (1997) U-Pb SHRIMP zircon dating and Nd isotope data in granitoids of the São Gabriel Block, southern Brazil: evidence for an Archean / Paleoproterozoic basement. In: 2nd Intern. Symp. on Granites and associated mineralizations.
- Remus, M.V.D.; Hartmann, L.A.; McNaughton; 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*, 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*, v. 13, pp. 191-216.
- Ribeiro, M. (1970) *Geologia da Folha de Bom Jardim – Rio Grande do Sul – Brasil*. Boletim do DNPM, n. 247, 142 p.
- Ribeiro, M. (1983) *Informes sobre a Formação Maricá*. Iheringia, Série Geológica, v.9, pp. 3-50.
- Ribeiro, M.; Bocchi, P.R.; Figueiredo Fº., 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*, v. 1 (2), pp. 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*, v. 136, pp. 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*, v. 143 (1), pp. 59-88.
- Sabeen, H.M.; Ramanujam, N.; Morton, A.C. (2002) The provenance of garnet: constraints provided by studies of coastal sediments from southern India. *Sedimentary Geology*, v. 152 (3-4), p. 279-287.
- 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, v. 2, pp. 670-684.
- Sartori, P.L.P.; Kawashita, K. (1985) Petrologia e Geocronologia do Batólito Granítico de Caçapava do Sul, RS. In: SIMPÓSIO SUL-BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 2., Florianópolis, 1985, Atas..., SBG, p. 102-115.
- 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, pp. 99-104.
- Scholle, P.A. (1979) A color-illustrated guide to constituents, textures, cements and porosities of sandstones and related rocks. *American Association of Petroleum Geologists Memoir 28*, Tulsa, Oklahoma, 201 p.
- Schumm, S.A. (1993) River response to base-level change: implications for sequence stratigraphy. *Journal of Geology*, v. 101, pp. 279-294.
- Selley, R.C. (1970) *Ancient sedimentary environments*. Cornell University Press, Ithaca, NY, EUA, 237 p.
- Selley, R.C. (1988) *Applied sedimentology*. Academic Press, London, 446 p.
- Sherlock, S. (2001) Two-stage erosion and deposition in a continental margin setting: an ⁴⁰Ar/³⁹Ar laser probe study of offshore detrital white micas in the Norwegian Sea. *Journal of the Geological Society*, London, v. 158, p. 793-799.
- Schwartz, J.J.; Gromet, L.P. (2004) Provenance of a late Proterozoic – early Cambrian basin, Sierras de Córdoba, Argentina. *Precambrian Research*, v. 129, pp. 1-21.
- Simpson, C.; Law, R.D.W.; Gromet, L.P.; Miró, R.; Northrup, C.J. (2003) Paleozoic deformation in the Sierras de Córdoba and Sierra de Las Minas, Eastern Sierras Pampeanas, Argentina. *Journal of South American Earth Sciences*, v. 15 (7), pp. 749-764.

- Soliani Jr., E. (1986) Os dados geocronológicos do Escudo Sul-rio-grandense e suas implicações de ordem geotectônica. Tese de Doutorado, Universidade de São Paulo (USP), 239 p.
- Soliani Jr., E.; Kawashita, K.; Baitelli, R. (2000) A Geologia isotópica do Escudo Sul-rio-grandense, parte I: métodos isotópicos e valor interpretativo. In: Holz, M.; De Ros, L.F. (Eds.) Geologia do Rio Grande do Sul. CIGO-UFRGS, p. 161-174.
- 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, pp. 105-110.
- Suttner, L.J.; Basu, A.; Mack, G.H. (1981) Climate and the origin of quartz arenites. *Journal of Sedimentary Petrology*, v. 51, p. 1235-1246.
- Taylor, S.R.; McLennan, S.M. (1985) *The Continental Crust: Its Composition and Evolution*. Blackwell, Oxford.
- 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*, v. 16 (8), pp. 699-713.
- Trompette, R. (1997) Neoproterozoic (~600 Ma) aggregation of Western Gondwana: a tentative scenario. *Precambrian Research*, v. 82, pp. 101-112.
- Ugidos, J.M.; Valladares, M.I.; Recio, C.; Rogers, G.; Fallick, A.E.; Stephens, W.E. (1997) Provenance of Upper Precambrian-Lower Cambrian shales in the central Iberian Zone, Spain: evidence from a chemical and isotopic study. *Chemical Geology*, v. 136, p. 55-70.
- 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*, American Association of Petroleum Geologists Memoir 26, pp. 63-81.
- Van de Kamp, P.C.; Leake, B.E. (1995) Petrology and geochemistry of siliciclastic rocks of mixed feldspathic and ophiolitic provenance in the Northern Apennines, Italy. *Chemical Geology*, v. 122, p. 1-20.
- Van Wagoner, J.C.; Posamentier, H.W.; Mitchum, R.M.; Vail, P.R.; Sarg, J.F.; Loutit, T.S.; Hardenbol, J. (1988) An overview of sequence stratigraphy and key definitions. In: Wilgus, C.K.; Hastings, B.S.; Kendall, C.G.St.C.; Posamentier, H.W.; Ross, C.A.; Van Wagoner, J.C. (Eds.) *Sea-level changes: an integrated approach*, SEPM Special Publication 42, pp. 39-45.

- Van Wagoner, J.C.; Mitchum, R.M.; Campion, K.M.; Rahmanian, V.D. (1990) Siliciclastic sequence stratigraphy in well logs, cores and outcrops. American Association of Petroleum Geologists, Methods on Exploration Series.
- 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, pp. 134-137.
- 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), p. 297-342.
- Wagner, G.; van den Haute, P. (1992) Fission-Track Dating. Kluwer Academic Press.
- Weldeab, S.; Emeis, K-C.; Hemleben, C.; Siebel, W. (2002) Provenance of lithogenic surface sediments and pathways of riverine suspended matter in the Eastern Mediterranean Sea: evidence from ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd and ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr ratios. Chemical Geology, v. 186, p. 139-149.
- 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, v. 118, pp. 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, v. 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, p. 165-189.
- Zuffa, G.G. (1991) On the use of turbidite arenites in provenance studies – critical remarks. In: Morton, A.C. et al. (Eds.) Developments in sedimentary provenance studies. Geological Society of London Special Publication, v. 57, p. 21-28.