

Pesquisas em Geociências

<http://seer.ufrgs.br/PesquisasemGeociencias>

**Evolução Tectono-Estratigráfica e Paleoclimática da Formação Maricá
(Escudo Sul-Rio-Grandense, Brasil): um Exercício de Geologia Histórica e
Análise Integrada de uma Bacia Sedimentar Neoproterozóica**

André de Borba, Anderson Maraschin, Ana Maria Mizusaki
Pesquisas em Geociências, 34 (2): 57-74, maio/ago., 2008.

Versão online disponível em:

<http://seer.ufrgs.br/PesquisasemGeociencias/article/view/19472>

Publicado por

Instituto de Geociências



Portal de Periódicos
UFRGS

UNIVERSIDADE FEDERAL
DO RIO GRANDE DO SUL

Informações Adicionais

Email: pesquisas@ufrgs.br

Políticas: <http://seer.ufrgs.br/PesquisasemGeociencias/about/editorialPolicies#openAccessPolicy>

Submissão: <http://seer.ufrgs.br/PesquisasemGeociencias/about/submissions#onlineSubmissions>

Diretrizes: <http://seer.ufrgs.br/PesquisasemGeociencias/about/submissions#authorGuidelines>

Data de publicação - maio/ago., 2008.

Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, RS, Brasil

Evolução Tectono-Estratigráfica e Paleoclimática da Formação Maricá (Escudo Sul-Rio-Grandense, Brasil): um Exercício de Geologia Histórica e Análise Integrada de uma Bacia Sedimentar Neoproterozóica

ANDRÉ W. DE BORBA¹, ANDERSON J. MARASCHIN², ANA MARIA P. MIZUSAKI²

1 . Ministério Público do Estado do Rio Grande do Sul, Rua Gen. Andrade Neves, 106, 10º andar
CEP 90210-010, Porto Alegre, RS, Brasil – awborba@mp.rs.gov.br;

2 . Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Instituto de Geociências, Caixa Postal 15001,
CEP 91501 -970, Porto Alegre, RS, Brasil

(Recebido em 11/07. Aceito para publicação em 05/08)

Abstract - Significant improvement in the knowledge concerning the Neoproterozoic Maricá Formation of the Sul-riograndense Shield, southern Brazil, was obtained in the latest years. This contribution synthesizes recent data obtained through an integrated analysis of the lowermost unit of the “Camaquã Basin”. Stratigraphic and paleocurrent analyses, petrography, Sr and Nd isotope geology, U-Pb SHRIMP geochronology and Ar-Ar dating were applied to the sedimentary and volcanogenic record of the Maricá Formation in order to better constrain its depositional evolution. The Maricá Formation was deposited within a coastal to shallow marine setting, its detrital load being derived from the weathering of granite-gneissic, paleoproterozoic (1.76 to 2.37 Ga) source rocks, possibly located in the western La Plata craton. A syn-depositional, partially explosive, volcanic event was recognized and dated by U-Pb SHRIMP at 630.2 ± 3.4 Ma, positioning the inception of the “Camaquã Basin” at the end of the Cryogenian. Thus, the deposition of the Maricá Formation post-dates the global-scale Marinoan glaciation (660-635 Ma), possibly recording greenhouse paleoclimatic conditions. Field, petrographic and isotopic evidence supports this interpretation. The evolution of the Maricá Formation started during the collisional climax of the Brasiliano II orogenic system (Dom Feliciano orogen), thus the analyzed sedimentation could represent the infilling of a foreland basin. It is possible that correlative portions of the foreland system may be preserved in other sedimentary or metamorphic successions of the Mantiqueira Province, such as the Fuente del Puma (Lavalleja), Porongos, Brusque, Abapã (Itaiacoca), Cerro da Árvore and Passo da Capela units. The 507.3 ± 1.8 and 506.7 ± 1.4 Ma Ar-Ar step-heating ages obtained in K-feldspars from volcanogenic samples of the Maricá Formation are most likely associated with uplift and cooling below ca. 200°C, possibly during the inception of the rift where the Camaquã Group (Santa Bárbara and Guaritas formations) accumulated.

Keywords - Maricá Formation, basin analysis, historical geology.

INTRODUÇÃO

A prática moderna da geologia histórica e da análise de bacias sedimentares pressupõe uma abordagem integrada e multidisciplinar. Diversas ferramentas analíticas, sensíveis a diferentes processos e temperaturas, podem e devem ser utilizadas em conjunto, no sentido de se obter maior diversidade de dados e maior confiabilidade nas interpretações. A análise de fácies, associações de fácies e sistemas deposicionais, seguida do reconhecimento de superfícies de significado cronoestratigráfico, fornecem, ainda em campo, o arcabouço inicial de empilhamento estratigráfico e de seqüências deposicionais. De posse deste controle estratigráfico, o pesquisador coleta amostras representativas das fácies reconhecidas e adequadas a cada uma das ferramentas que pretende utilizar em laboratório: estratigráficas, pe-

trográficas, geoquímicas, isotópicas e termocronológicas, entre outras. O conjunto dos dados resultantes, analisados de forma integrada, permite a interpretação da bacia sedimentar em termos de proveniência, tectônica formadora e deformadora, condições climáticas e evolução deposicional.

Esta abordagem integrada, utilizando diferentes técnicas analíticas, foi aplicada às diversas exposições da Formação Maricá (Leinz *et al.*, 1941), unidade basal da chamada “Bacia do Camaquã” (*e.g.* Paim *et al.*, 2000). Esta unidade é composta por arenitos arcoseanos (“sal e pimenta”), pelitos e conglomerados, depositados por sistemas fluviais e marinhos em um panorama geral de sedimentação costeira (Leites *et al.*, 1990; Borba *et al.*, 2004a). A Formação Maricá ocorre em diversos setores de afloramento isolados (Passo do Salsinho, Vila Nova do Sul, Arroio América), todos localizados no bloco

ou domínio São Gabriel, no oeste do Escudo Sul-rio-grandense. Foram aplicadas as ferramentas da análise estratigráfica, estratigrafia de seqüências, petrografia sedimentar, análises isotópicas dos sistemas Rb-Sr e Sm-Nd, além de geocronologia U-Pb e Ar-Ar em minerais separados.

O objetivo principal deste trabalho é divulgar, também de maneira integrada e na forma de um exercício progressivo de geologia histórica, todos os dados obtidos até o momento em amostras procedentes da Formação Maricá, publicados de maneira parcial em diferentes oportunidades (Borba *et al.*, 2004 a, b; 2006; 2008). Pretende-se, também, provocar uma reflexão sobre as possíveis correlações da Formação Maricá com outras unidades sedimentares ou metassedimentares da região. Analisa-se, também, a unidade em termos de geologia histórica, sugerindo cenários tectônicos e paleoclimáticos com base não apenas nas feições reconhecidas e nos dados obtidos, mas também em informações bibliográficas consagradas sobre a evolução do planeta no que se refere a ciclos de aglutinação de massas continentais e glaciações em escala global.

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

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

No extremo leste, o domínio Pelotas (P, Fig. 1) é caracterizado por suítes graníticas sintranscorrentes à zona de cisalhamento transcorrente Dorsal de Canguçu (ZCTDC), com assinaturas isotópicas variáveis, formadas entre 658 e 600 Ma, e

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

A noroeste, limitado pelo lineamento de Ibaré e pela sutura de Caçapava, o domínio São Gabriel (SG, Fig. 1) constitui o único terreno juvenil de idade neoproterozóica do ESRG. Suas rochas estão reunidas (Fig. 2) nos complexos Vacacaí, composto de metavulcânicas, metassedimentares e ultramáficas, e Cambaí, constituído de metagranitóides típicos de ambiente de arco de ilhas (TTG). Estas unidades apresentam idades de cristalização (U-Pb) e de residência crustal (Sm-Nd T_{DM}) muito próximas, entre 1300 e 700 Ma (Machado *et al.*, 1990; Babinski *et al.*, 1996; Leite *et al.*, 1998; Hartmann *et al.*, 2003). O domínio São Gabriel teria sido justaposto ao cráton La Plata, segundo Saalman *et al.* (2005), por colisão continental, entre 700 e 670 Ma. A Formação Maricá e outras unidades neoproterozóicas da “Bacia do Camaquã” recobrem estas sucessões ígneas e metamórficas de forma discordante. Da base para o topo, a “Bacia do Camaquã” registra depósitos predominantemente costeiros e marinhos (Formação Maricá), depósitos aluviais intercalados a andesitos (Grupo Bom Jardim), rochas piroclásticas e vulcânicas ácidas (Formação Acam-

pamento Velho) e depósitos continentais fluviais, lacustres e eólicos (Grupo Camaquã, formações Santa Bárbara e Guaritas).

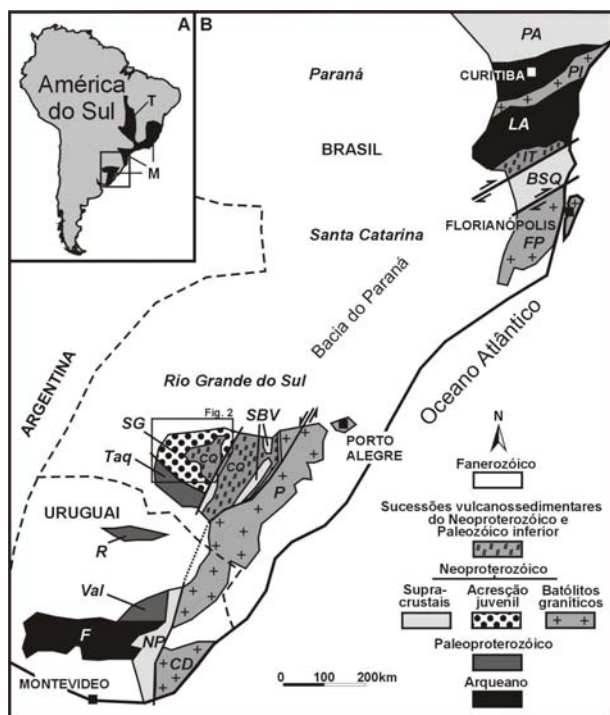


Figura 1 - (A) Localização das províncias brasileiras Tocantins (T) e Mantiqueira (M) no contexto da plataforma Sul-americana; (B) Detalhe da porção meridional da Província Mantiqueira, onde se localizam os blocos cratônicos Florida (F), Valentines (Val), Rivera (R), Taquarém (Taq), Luís Alves (LA) e Curitiba, do Arqueano e Paleoproterozóico; os terrenos de retrabalhamento crustal brasileiro são Nico Pérez (NP), Cuchilla Dionisio (CD), Pelotas (P), Santana da Boa Vista (SBV), Florianópolis (FP), Brusque (BSQ), Piên (PI) e Parapanema (PA); o único terreno juvenil do Neoproterozóico é o terreno São Gabriel (SG); as sucessões vulcanossedimentares do Neoproterozóico se distribuem nas "bacias" do Camaquã (CQ) e Itajaí (IT).

A evolução geotectônica do cinturão Dom Feliciano, para Silva *et al.* (2005), pode ser dividida em dois sistemas de orógenos: o Brasileiro I, dominado por acreção juvenil e colisão, com clímax entre 730 e 700 Ma (orógeno São Gabriel); e o Brasileiro II, caracterizado por retrabalhamento crustal e colisão continental, com clímax entre 640 e 620 Ma (Silva *et al.*, 2005). No ESRG, esta evolução foi estudada recentemente por Saalman *et al.* (2005, 2006), autores que sugeriram, para o intervalo entre 1350 e 800 Ma, subducção intra-oceânica para leste, com formação do arco de ilhas Passinho. Entre 800 e 700 Ma, o arco Passinho teria colidido com o cráton La Plata, instalando-se subducção para oeste, com formação do arco São Gabriel. Ao mesmo tempo, no interior do microcontinente Encantadas ou de um paleocontinente africano (Kalahari?), teria se desenvolvido a bacia

sedimentar registrada no complexo Porongos. A acreção e deformação do conjunto Encantadas/Porongos ao cráton La Plata e terrenos juvenis estaria posicionada entre 700 e 670 Ma. A formação de um novo arco magmático, responsável pela extensa granitogênese registrada no domínio Pelotas, para Saalman *et al.* (2006), é controversa.

ABORDAGEM INICIAL: AS FEIÇÕES DE CAMPO DA FORMAÇÃO MARICÁ

A Formação Maricá, conforme definida por Leinz *et al.* (1941), aflora apenas no domínio São Gabriel, recobrando rochas ígneas e metamórficas pertencentes aos complexos juvenis Cambaí e Vacacaí (Fig. 2). O contato basal da Formação Maricá com essas rochas, que hoje constituem seu embasamento, não possui boas exposições nas regiões aqui estudadas – Passo do Salsinho, Vila Nova do Sul e Arroio América. Em imagens de sensoriamento remoto, o padrão de lineamentos paralelos das camadas basais da Formação Maricá contrasta fortemente com o aspecto maciço do embasamento, mas no campo esse contato não é nítido, ocupando áreas planas e cobertas por vegetação. Além disso, intrusões tabulares de andesitos e riolitos, provavelmente representativos das formações Hilário (Grupo Bom Jardim) e Acampamento Velho, com idades entre 600 e 550 Ma, aproveitaram a fraqueza da zona de contato para se posicionarem durante os respectivos eventos magmáticos. Dessa forma, ainda restam dúvidas a respeito da natureza do contato basal da Formação Maricá: seria esta superfície uma desconformidade, sobre a qual se depositaram os sedimentos Maricá, ou um conjunto de planos de empurrão pós-deposicionais? Na falta de confirmação sobre a natureza do contato, considera-se que este seja uma desconformidade, e portanto a idade presumida da Formação Maricá fica entre 670 Ma, final da colisão do terreno juvenil com o cráton La Plata (Saalman *et al.*, 2005), e 605 Ma, idade aproximada do magmatismo precoce do complexo Lavras do Sul (Gastal *et al.*, 2005), intrusivo na unidade.

Em termos de fácies, associações de fácies e sistemas deposicionais, podem ser citados os trabalhos de Leites *et al.* (1990), Paim (1994), CPRM (1995), Paim *et al.* (2000), Pelosi & Fragosos-Cesar (2003) e Borba *et al.* (2004a). Três pacotes distintos compõem a Formação Maricá (Fig. 3): as sucessões inferior, média e superior (Borba *et al.*, 2004a), correspondentes às formações Passo da

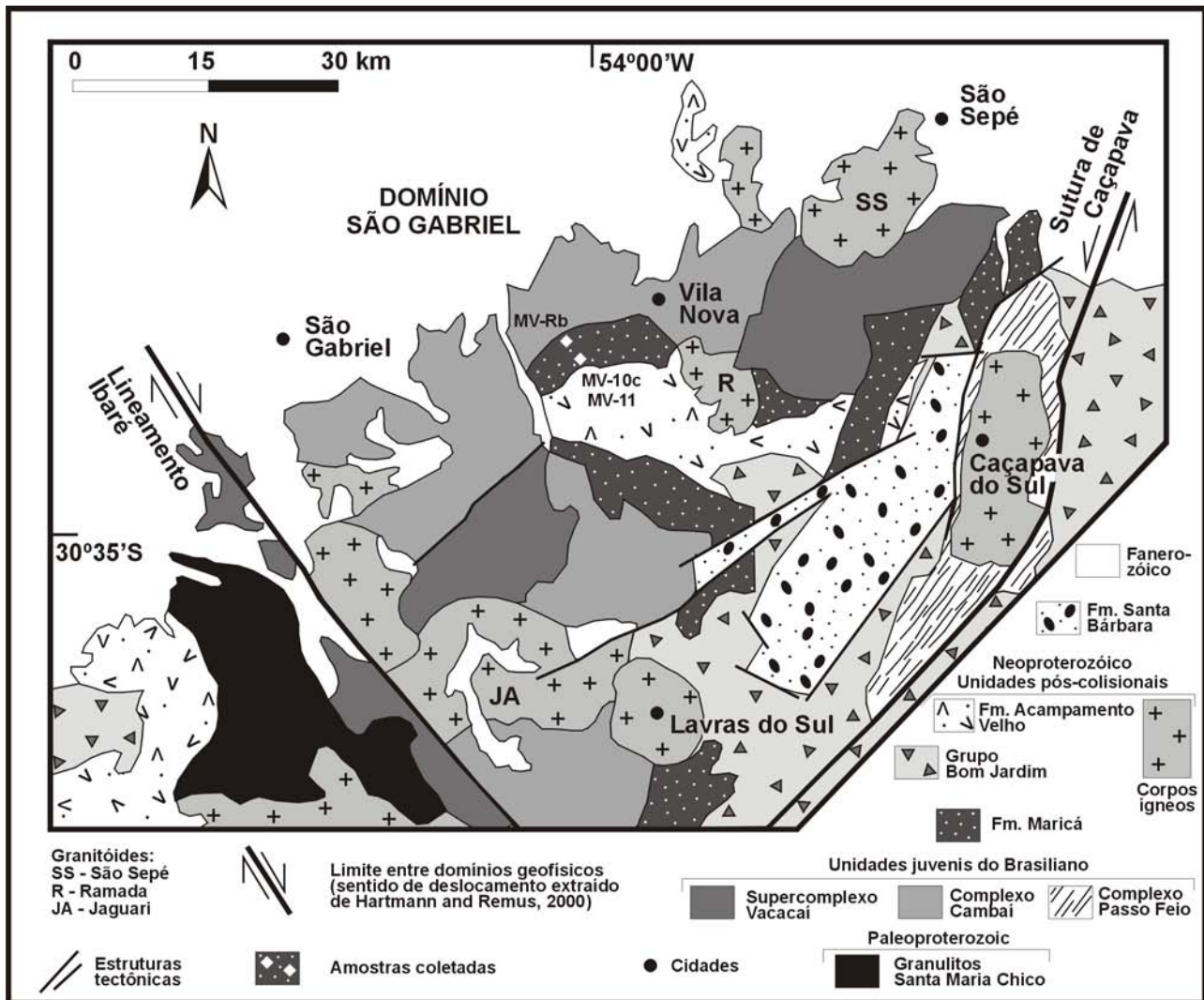


Figura 2 - Mapa geológico esquemático do Domínio São Gabriel (SG na Fig. 1), limitado pelo lineamento de Ibaré e pela sutura de Caçapava; a figura ainda ilustra as áreas de ocorrência da Formação Maricá e a localização das amostras MV-Rb, MV-10c e MV-11, referidas neste trabalho.

Promessa, São Rafael e Arroio América do Grupo Maricá de Pelosi & Frago-Cesar (2003). Neste trabalho, no sentido de evitar a proliferação de nomenclaturas na – já saturada – estratigrafia do ESRG, mantém-se a designação original, Formação Maricá, e segue-se a subdivisão apresentada por Borba *et al.* (2004a). A sucessão inferior, de cerca de 700 metros de espessura e origem fluvial, é dominada por arenitos arcoseanos alterados e friáveis, com estratificação cruzada acanalada e planar (Fig. 4a). Seixos e blocos muito arredondados, de composição predominante granito-gnáissica, formam lentes (Fig. 4b) ou se distribuem de maneira dispersa nas camadas e planos de estratificação (Fig. 4c). Não é perceptível qualquer proveniência metavulcânica ou ultramáfica, o que contrasta com o embasamento juvenil. As paleocorrentes apontam um sentido de fluxo preferencial de noroeste para sudeste (Fig. 3), com as variações típicas dos sistemas fluviais entre-

laçados (Paim *et al.*, 2000; Borba *et al.*, 2004a).

A sucessão média, com até 700 metros de espessura e origem marinha, encerra siltitos e argilitos de coloração verde acinzentada, maciços ou estratificados (Fig. 4d), com laminação plano-paralela (Fig. 4e), ondulada e lenticular. Nessas fácies de granulometria fina, com elevado grau de litificação, Netto *et al.* (1992) identificaram os icnofósseis *Dydimaulichnus*, *Intrites* e *Planolites*, que reforçam a suposta idade vendiana da Formação Maricá. Ocorrem, ainda, na sucessão média, algumas intercalações tabulares de arenitos finos a médios, maciços ou com estratificação cruzada de baixo ângulo e do tipo *hummocky* (Paim *et al.*, 2000; Borba *et al.*, 2004a). Por fim, a sucessão superior, novamente de origem fluvial e com até 300 metros de espessura, é composta por arenitos grossos a conglomeráticos, dispostos em camadas lenticulares (Fig. 4f), com estratificação cruzada acanalada, planar e horizontal.

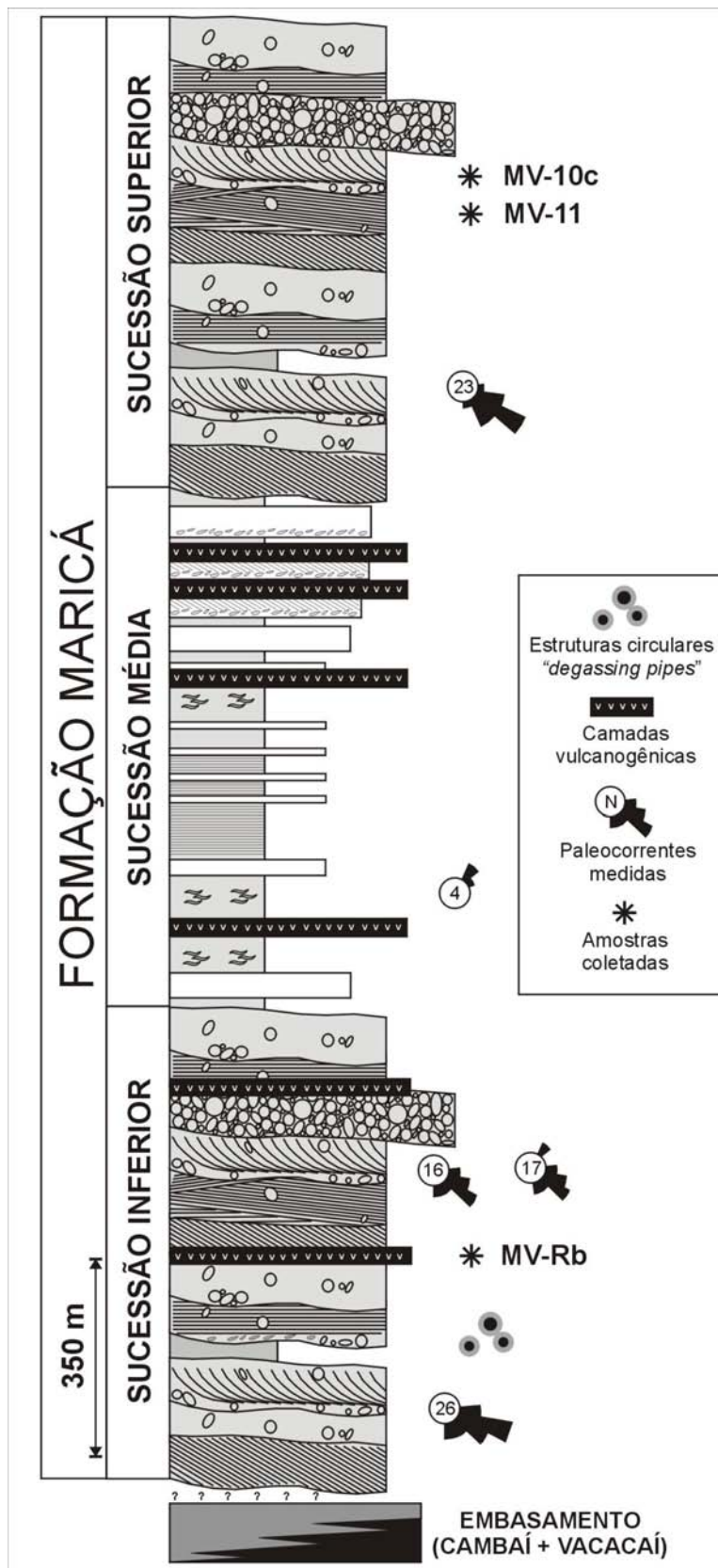


Figura 3 - Representação esquemática da coluna estratigráfica composta da Formação Maricá, com base em seções levantadas nos setores de afloramento de Vila Nova do Sul, Passo do Salsinho e Arroio América, todos no domínio São Gabriel. Nas sucessões inferior e média predominam arenitos com estratificações horizontal, cruzada planar e acanalada, e de estrutura maciça. Na sucessão média, predominam pelitos com laminação plano-paralela e ondulações tipo *wavy* e *linsen*. Camadas vulcanogênicas se distribuem ao longo das sucessões inferior e média. Estão indicadas na figura as paleocorrentes medidas e a posição de coleta das amostras citadas no texto.

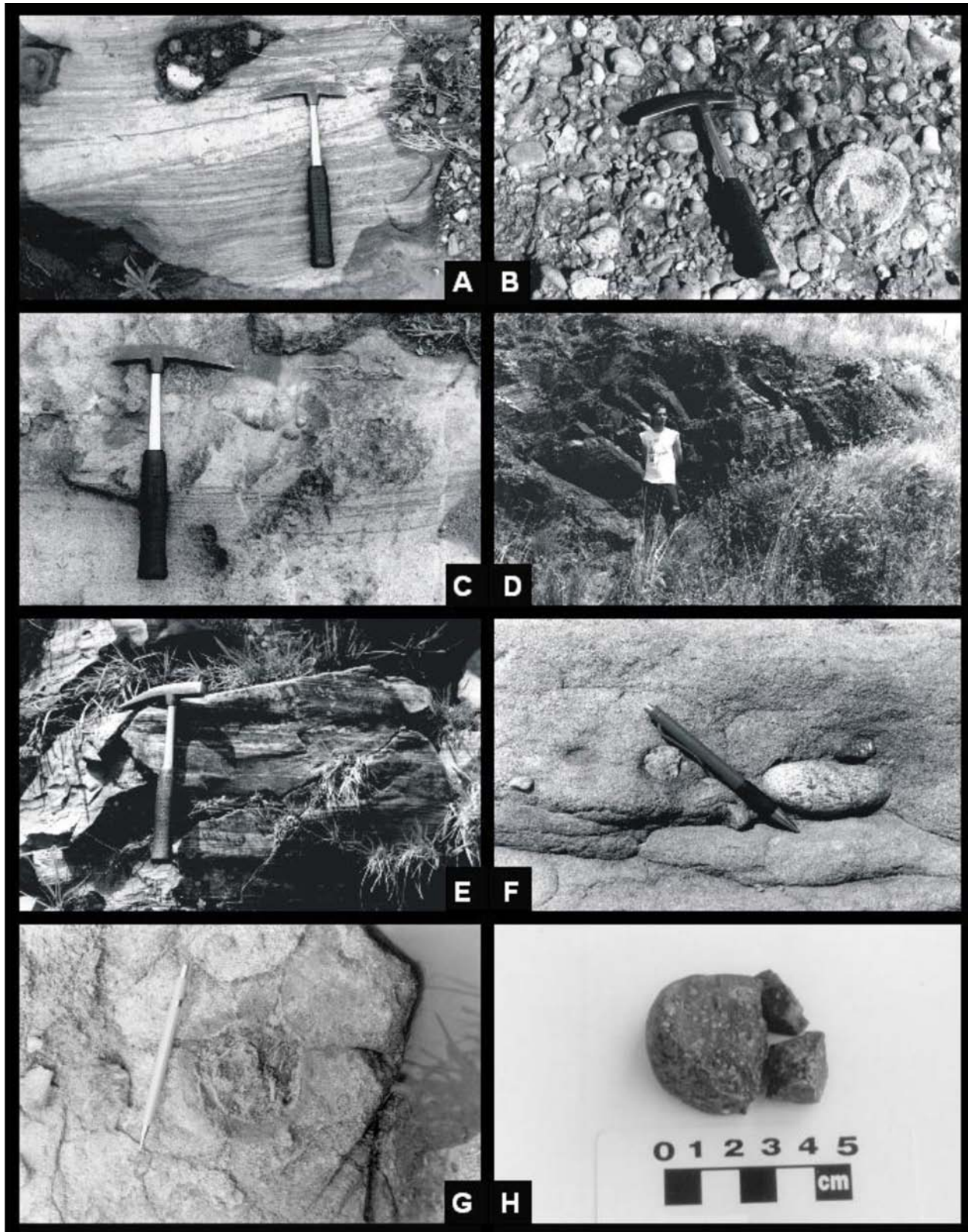


Figura 4 - Principais feições de campo da Formação Maricá nos setores de afloramento estudados: (A) arenitos com estratificação cruzada marcada por níveis ricos em minerais opacos detríticos; (B) conglomerados sustentados por seixos e blocos muito bem arredondados; (C) lâminas ricas em minerais opacos e seixos arredondados dispersos nas camadas de arenito; (D) camadas tabulares de pelitos e arenitos da sucessão marinha (perceber mergulho das camadas); (E) laminação plano-paralela em pelitos marinhos; (F) seixos arredondados em arenitos grossos da sucessão fluvial superior; (G) feições circulares semelhantes a degassing pipes, com núcleo lamoso, escuro, e halo alaranjado; (H) clasto arredondado de rocha piroclástica ácida, constituindo a amostra MV-10c.

Assim como na sucessão inferior, as paleocorrentes se mantêm no sentido do quadrante leste (Fig. 3), enquanto seixos e blocos muito arredondados (Fig. 4f) marcam a estratificação e formam o arcabouço de conglomerados (Borba *et al.*, 2004a).

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

Uma série de feições de campo sugere, também, a ocorrência de um vulcanismo concomitante à deposição da Formação Maricá, fato já alertado nos trabalhos de Santos *et al.* (1978) e de UFRGS (1997), que descrevem, respectivamente, os riolitos do Cerro dos Nascimento e algumas camadas de tufos intercaladas às fácies marinhas. Wildner *et al.* (2002) citam a presença de camadas decimétricas de conglomerados compostos por shards, cristaloclastos e outros fragmentos de origem vulcânica, assim como camadas formadas por chuvas de cinza provenientes de condutos vulcânicos distantes. Há, além das camadas de rochas vulcânicas ácidas, feições circulares decimétricas em arenitos da porção média da sucessão inferior, com núcleo argiloso e um halo alaranjado de oxidação, que lembra *degassing pipes* (Fig. 4g). Borba *et al.* (2004) descrevem, ainda, delgadas camadas acinzentadas de rochas piroclásticas, com textura eutaxítica e esferulítica, e tufos de queda intercalados à sucessão média (Fig. 3). Além disso, percebe-se um incremento, estratigraficamente acima, de fragmentos vulcânicos (Fig. 4h) tamanho seixo e bloco como componentes dos arenitos conglomeráticos (Borba *et al.*, 2004a). O reconhecimento deste provável vulcanismo sin-deposicional abriu uma nova possibilidade de pesquisa: a obtenção de uma idade deposicional para a Formação Maricá, a partir da coleta de seixos e blocos vulcanogênicos, conforme detalhado mais adiante.

ASPECTOS PETROGRÁFICOS DA FORMAÇÃO MARICÁ: PROVENIÊNCIA E DIAGÊNESE

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

Os arenitos da sucessão inferior são arcóseos e caracterizam-se, por granulometria variável, seleção pobre e grãos muito angulosos (Fig. 5a,b). Níveis de minerais detríticos opacos (Fig. 5b) conferem às lâminas o clássico aspecto “sal-e-pimenta”. Em algumas lâminas, grande parte dos grãos angulosos de plagioclásio ou de feldspato potássico estão parcial a totalmente substituídos por caulinita ilitizada (Fig. 6a,b), restando apenas seu pseudomorfo. Nestes casos, a composição detrítica preservada se resume a grãos de quartzo anguloso, em meio aos pseudomorfos de feldspato. É provável que a seqüência de processos diagenéticos, neste caso, tenha envolvido a substituição dos feldspatos por caulinita na eodiagênese, sob condições de clima úmido, e que posteriormente, pelo soterramento e aumento da temperatura, a caulinita tenha se transformado parcialmente em ilita. Considerando-se as amostras onde a composição detrítica está preservada e, nas demais, tomando-se como feldspatos todos os grãos alterados a caulinita ilitizada, as amostras são plotadas, no diagrama QFL, no campo transicional da proveniência continental (Fig. 5e), entre o “embasamento soerguido” e o “interior cratônico” (Borba *et al.*, 2004a).

A sucessão média, de origem marinha, é composta por arcóseos líticos e litarenitos feldspáticos, ainda com predomínio de quartzo e feldspatos,

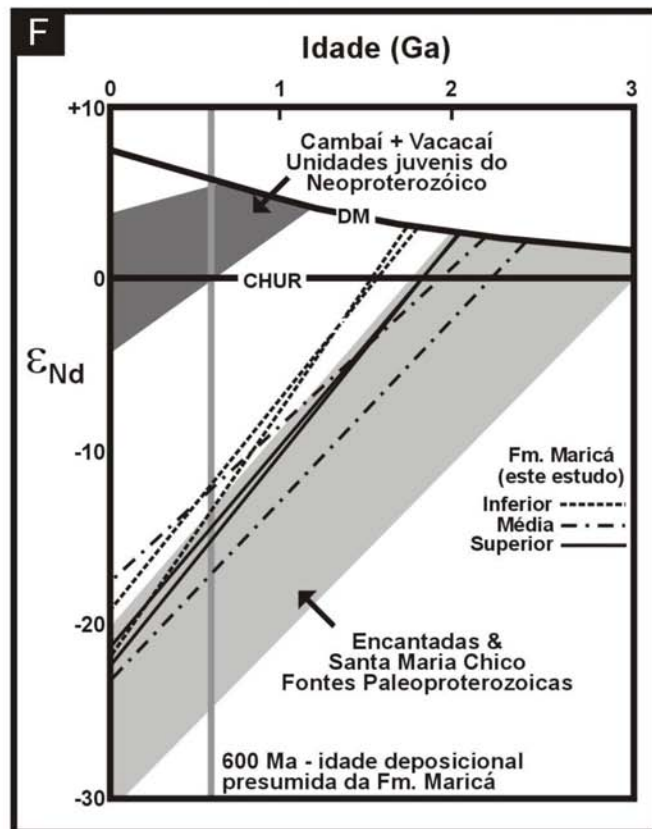
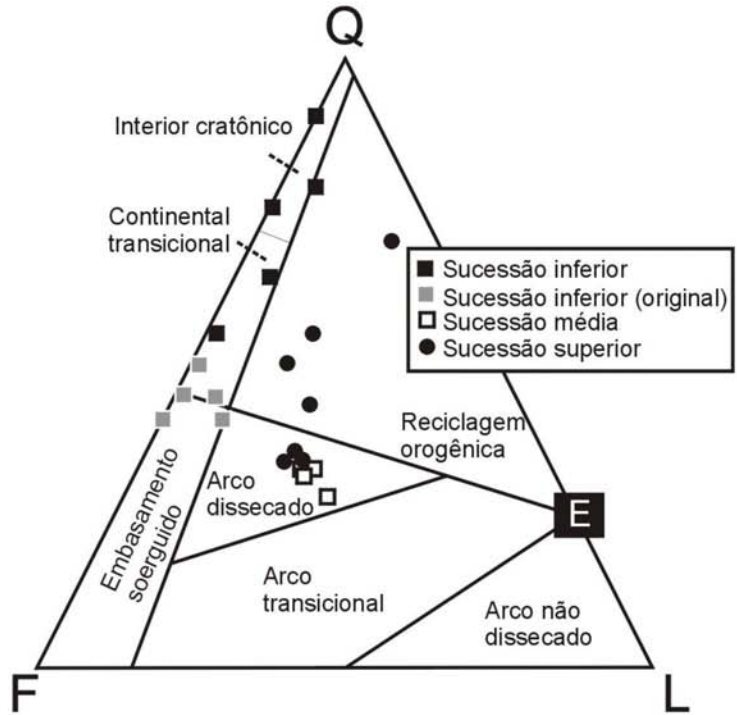
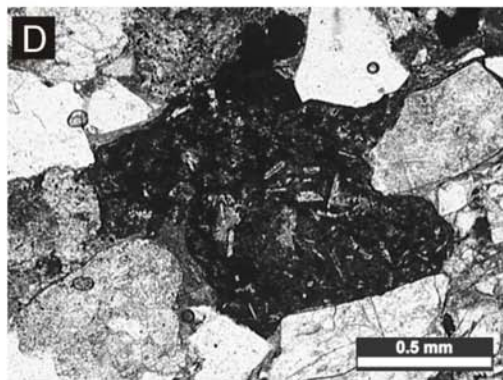
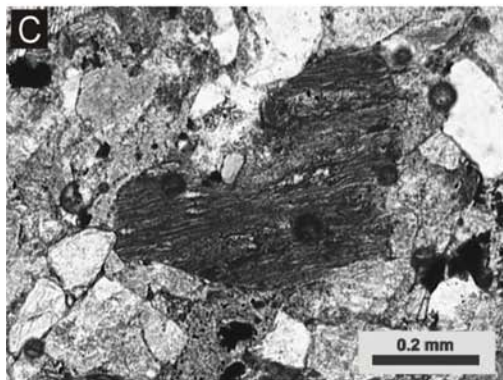
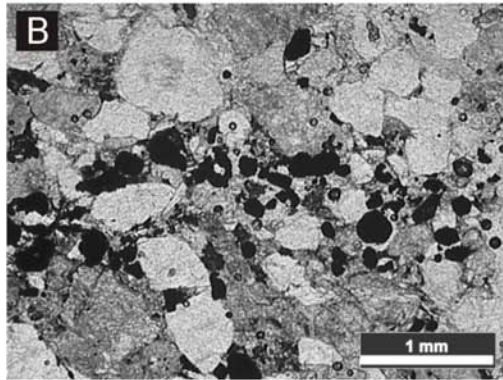
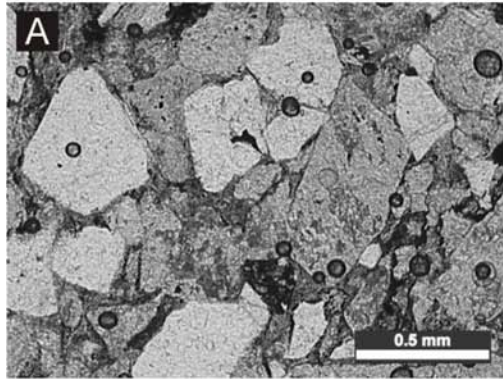


Figura 5 - (A, B) Fotomicrografias de arenitos arcoseanos alterados da sucessão inferior da Formação Maricá, mostrando a angulosidade dos grãos e a presença de lâminas de concentração preferencial de óxidos; (C, D) fotomicrografias de arenitos conglomeráticos das sucessões média e superior da Formação Maricá, mostrando fragmentos vulcânicos e piroclásticos; (E) diagrama QFL com plotagem dos resultados obtidos pela contagem Gazzidickinson (Zuffa, 1985) 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; CHUR – curva de evolução da composição isotópica do manto pelo modelo do reservatório uniforme condritico; DM – curva de evolução da composição isotópica do manto pelo modelo de manto empobrecido.

mas com significativo acréscimo de fragmentos vulcânicos e piroclásticos (Fig. 5c,d), de composição intermediária e ácida. Este aporte de grãos vulcanogênicos provoca a migração da composição detritica para o campo do “arco magmático dissecado” (Fig. 5e) do diagrama QFL (Borba *et al.*, 2004a; 2006). Os arenitos são pobremente selecionados, apresentam empacotamento apertado, e os fragmentos são angulosos a subangulosos. Os processos de alteração já não são tão significativos, havendo até mesmo preservação de minerais máficos, como hornblenda, e de fragmentos de esferulitos e *shards* de origem piroclástica (Borba *et al.*, 2004a).

Finalmente, na sucessão fluvial superior, os arcóseos líticos são dominados por quartzo e feldspato, e há importante contribuição de fragmentos vulcânicos e piroclásticos (Fig. 6c, d). As composições detriticas posicionam-se, no diagrama QFL, no campo do “arco magmático dissecado”, quando frescas, e da “reciclagem orogênica”, quando os feldspatos se encontram parcialmente substituídos por carbonatos e argilominerais (Fig. 5e). A calcita é o mineral diagenético mais importante nas lâminas da sucessão superior, ocorrendo também caulinita, illita e clorita. A diferença no grau de alteração da sucessão inferior para a sucessão superior pode indicar uma mudança no clima da região, de condições inicialmente quentes e muito úmidas para condições um pouco menos agressivas para os minerais detriticos, mas a confirmação desta proposta depende de dados geoquímicos e isotópicos complementares.

ISÓTOPOS DE Sr E Nd NAS ROCHAS SEDIMENTARES DA FORMAÇÃO MARICÁ

Análises de amostras sedimentares da Formação Maricá, através das metodologias Rb-Sr e Sm-Nd, foram realizadas para verificar aspectos de proveniência e diagênese nesta unidade. A integração dos aspectos de campo e petrografia sedimentar havia demonstrado a origem dos detritos a partir de um maciço granito-gnáissico localizado a oeste-noroeste, um vulcanismo, em parte, explosivo, concomitante à sedimentação e uma eodiagênese continental de clima quente e úmido na base e relativamente menos úmido em direção ao topo. A idade e a natureza isotópica das áreas-fonte, contudo, ainda não era conhecida.

As análises de Sr natural revelaram que, na sucessão inferior, onde as amostras de arcóseos analisadas eram fortemente alteradas a caulinita (ilitizada com o soterramento), as razões $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ se

apresentam mais altas, entre 0,7344 e 0,7184. Nas sucessões média e superior, onde há contribuição de fragmentos vulcanogênicos e menor grau de alteração, as razões ficam entre 0,7125 e 0,7158. No trabalho de Borba *et al.* (2004b), atribuiu-se essa diferença ao incremento na contribuição de fragmentos vulcânicos, representativos do vulcanismo explosivo sin-deposicional. Alternativamente, pode-se aventar a possibilidade de que o significativo intemperismo químico tenha levado à dissolução preferencial dos plagioclásios em relação aos feldspatos potássicos, o que promoveria um aumento relativo do K frente ao Ca e, conseqüentemente e por afinidade química, do Rb frente ao Sr. Minerais ricos em Rb, tais como micas e feldspatos potássicos, tendem a ser mais resistentes ao intemperismo químico do que os minerais cálcicos e ricos em Sr. Assim, o Sr é mais facilmente lixiviado das rochas expostas aos processos intempéricos do que o Rb e a razão $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ deste Sr liberado em solução é geralmente inferior àquela apresentada pela rocha não alterada. Uma conseqüência importante deste comportamento é que o intemperismo químico tende a enriquecer a rocha alterada em ^{87}Sr e assim, os valores da relação $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ são mais elevados do que aqueles obtidos em amostras de rochas não alteradas (Brass, 1975; Morton, 1983; Mizusaki, 1992).

A aplicação do método Sm-Nd, por sua vez, revelou um importante paradoxo. Os valores de T_{DM} das rochas sedimentares da Formação Maricá ficam entre 1760 e 2370 Ma, indicando a predominância de áreas-fonte do Paleoproterozóico (Fig. 5f). Esta interpretação contrasta com a posição estratigráfica e as relações de contato da Formação Maricá, que repousa sobre os complexos juvenis Cambaí e Vacacaí, de idades-modelo de até 1350 Ma, mas tipicamente menores que 1000 Ma (Saalman *et al.*, 2005). Assim, pode-se dizer que a participação das unidades Cambaí e Vacacaí como rochas-fonte da sedimentação Maricá, se existente, teria sido mínima, e que seria mais provável um comportamento destas rochas apenas como substrato da bacia. Considerando-se o sentido de transporte indicado pelas paleocorrentes, de noroeste para sudeste, deveria haver um bloco cratônico paleoproterozóico situado a noroeste, uma possível extensão do cráton La Plata e principal fonte dos detritos. Efetivamente, há registro de uma idade K-Ar paleoproterozóica, obtida por Cordani *et al.* (1984) em granulitos do poço AL-1-RS (2037 metros de profundidade), embasamento da Bacia do Paraná, em Alegrete (RS), mais de 100 quilômetros a noroeste das exposições da Formação Maricá (Borba *et al.*, 2004a; 2006).

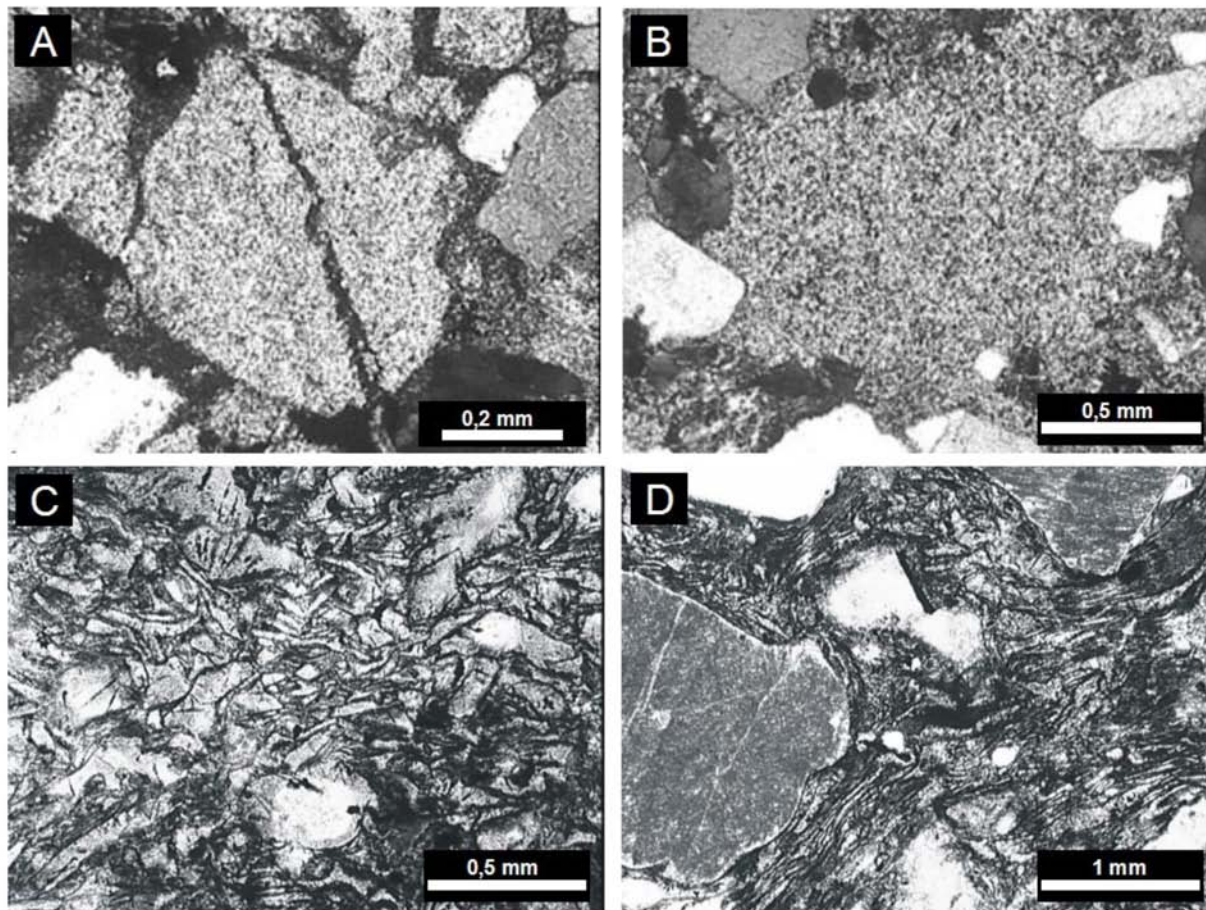


Figura 6 - Aspectos petrográficos de arenites e fragmentos detriticos vulcanogênicos da Formação Maricá: (A) feldspato anguloso, totalmente substituído por caulinita ilitizada; (B) pseudomatriz de caulinita parcialmente ilitizada, formada pela alteração de feldspatos; (C, D) fotomicrografias do fragmento piroclástico da amostra MV-10c, com shards e cristaloclastos de feldspato potássico levemente alterado.

As idades-modelo Sm-Nd mais jovens, de 1760 e 1810 Ma (Fig. 5f), foram obtidas para as rochas mais alteradas da sucessão inferior. Enquanto isso, nas demais amostras, coletadas nos depósitos marinhos e fluviais de topo, os valores ficam acima de 2070 Ma (Borba *et al.*, 2006). Isso poderia sugerir alguma participação dos terrenos juvenis como área-fonte, pelo menos na sucessão inferior. Entretanto, atentando-se para as razões $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ obtidas no trabalho de Borba *et al.* (2006) para as amostras da sucessão inferior, estas ficam abaixo de 0,096, enquanto uma contribuição das rochas juvenis (razões entre 0,1029 e 0,1762, Saalman *et al.*, 2005) tenderia a aumentar essas razões. A diminuição das razões e, conseqüentemente, das idades-modelo, deve-se provavelmente à absorção preferencial de Nd em relação a Sm durante a substituição dos feldspatos por caulinita e illita, conforme o processo descrito por Zhao *et al.* (1992). Outra importante constatação é a de que a adição de uma componente vulcânica, ao contrário do que se po-

deria esperar, não diminui as idades-modelo T_{DM} . Pelo contrário, nas amostras onde há componentes vulcânicos ou piroclásticos, as idades-modelo situam-se acima de 2070 Ga, indicando uma possível origem crustal para o vulcanismo contemporâneo à deposição da Formação Maricá.

O contraste entre os dados isotópicos de Nd da Formação Maricá e de seu suposto embasamento, juntamente com a provável natureza crustal, paleoproterozóica de seu vulcanismo associado, levaram Borba (2006) a propor outra possibilidade de interpretação. Conforme exposto anteriormente, havia dúvidas sobre a natureza do contato basal da unidade sobre os complexos Cambaí e Vacacaí, pela precariedade de sua exposição. Dessa forma, questiona-se: estaria ainda a Formação Maricá sobre os depósitos onde originalmente se depositou? Foi aventada, então, a hipótese de que a unidade em questão poderia ser mais antiga, talvez até paleoproterozóica, e que teria sido justaposta aos complexos juvenis Cambaí e Vacacaí durante um processo colisional no

Neoproterozóico (Borba, 2006). Essa hipótese, entretanto, somente poderia ser devidamente testada com uma idade deposicional obtida diretamente em rochas da Formação Maricá, e o vulcanismo explosivo sin-sedimentar registrado na unidade foi o candidato natural à obtenção desta informação imprescindível para o entendimento de sua evolução geológica.

IDADES U-Pb E Ar-Ar EM MINERAIS SEPARADOS DA FORMAÇÃO MARICÁ

A partir da interpretação de uma provável contemporaneidade entre a deposição da Formação Maricá e um evento vulcânico, pelo menos em parte, explosivo, abriu-se uma oportunidade para a obtenção de uma idade deposicional precisa para esta unidade basal da “Bacia do Camaquã”. Intercaladas à sucessão fluvial inferior, existem diversas camadas de rochas vulcânicas ácidas, concordantes com a atitude das rochas sedimentares, conforme mapeado, por exemplo, por UFRGS (2002). Grande parte destes registros, no entanto, correspondem a soleiras (*sills*) de riolito pertencentes à Formação Acampamento Velho, que intrudem a sucessão inferior da Formação Maricá de forma sub-concordante a concordante. A Formação Acampamento Velho é uma sucessão predominantemente vulcanogênica, datada desde 572 ± 3 Ma (Gastal & Lafon, 2001) até $549,3 \pm 5$ Ma (Sommer *et al.*, 2003, 2006) e, portanto, a coleta de amostras em alguma destas camadas poderia fornecer uma idade correspondente a este evento posterior. Por outro lado, os delgados níveis piroclásticos, tufáceos e epiclásticos da sucessão média, intercalados às rochas de origem marinha (Fig. 3), não se mostraram propícios à obtenção de idades absolutas, pois se encontram muito alterados ou são dificilmente distinguíveis de camadas de pelitos muito litificados.

No sentido de garantir que uma idade próxima à da deposição da Formação Maricá fosse obtida, a coleta de amostras se concentrou em seixos e blocos de rochas piroclásticas ácidas componentes do arcabouço detrítico de conglomerados e arenitos conglomeráticos da sucessão superior, fluvial. É necessário lembrar que a sucessão superior não registra vulcanismo sin-deposicional, ocorrendo apenas fragmentos detríticos, de origem vulcanogênica e certamente contemporâneos à sedimentação das sucessões inferior e/ou média (Borba *et al.*, 2004a). A amostra (MV-11, Fig. 3), composta por seis fragmentos detríticos de origem piroclástica, é

proveniente de afloramentos da sucessão superior localizados na base do platô da Ramada, ao sul de Vila Nova do Sul. Submetida a procedimentos usuais de separação de minerais pesados, foi obtida uma população de zircões prismáticos curtos e fragmentos de prismas maiores, com características supostamente magmáticas. As razões Th/U são relativamente altas, entre 0,43 e 1,62, o que reforça sua interpretação como cristais ígneos, primários. As idades individuais $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$, obtidas através do método U-Pb SHRIMP em 5 zircões (9 *spots*, Borba *et al.*, 2008), distribuem-se entre 641 ± 6 e 611 ± 8 Ma. Estes valores extremos foram desconsiderados para a obtenção de uma idade média para o vulcanismo, e o tratamento dos dados em diagrama concórdia invertido forneceu para as sete análises consideradas, uma idade de $630,2 \pm 3,4$ Ma (Fig. 7). Assim, o vulcanismo explosivo contemporâneo à deposição da sucessão inferior ou média da Formação Maricá está posicionado no Neoproterozóico, logo após a transição do Criogeniano ao Ediacarano.

Adicionalmente, foram separados feldspatos potássicos (sanidinas) no sentido de aplicar o método Ar-Ar, ideal para datação de vulcanismo jovem ou de eventos termais em rochas do embasamento. Uma amostra (MV-Rb) corresponde a uma camada de riolito intercalada à sucessão fluvial inferior (Fig. 3), enquanto a outra amostra provém do mesmo afloramento da amostra datada por U-Pb, constituindo também um clasto detrítico de rocha piroclástica ácida (MV-10c, Fig. 3). As idades Ar-Ar obtidas pela aplicação da técnica *step-heating* nos feldspatos potássicos separados são semelhantes entre si e resultaram de platôs muito bem definidos: $507,3 \pm 1,8$ Ma, para a amostra MV-Rb, e $506,7 \pm 1,4$ Ma para MV-10c. Esses resultados certamente não correspondem à idade do vulcanismo, que o método U-Pb em zircões já havia posicionado em torno de 630 Ma. Além disso, as formações Hilário e Acampamento Velho, assim como os granitóides do complexo intrusivo Lavras do Sul, que afetam termicamente a Formação Maricá, possuem idades entre 605 e 550 Ma. Assim, as rochas da Formação Maricá, após sua deposição, foram soterradas por uma pilha significativa de rochas mais jovens, sob um gradiente geotérmico alto, o que teria provocado o *resetting* do sistema Ar-Ar nos feldspatos potássicos, que ocorre em torno de 200°C. Ao final do Cambriano médio, teria havido um importante evento de soerguimento, diminuição do gradiente geotérmico, ou uma conjunção dos dois fatores, que resultou no registro da idade Ar-Ar de 506-507 Ma nos feldspatos potássicos (Borba *et al.*, 2008).

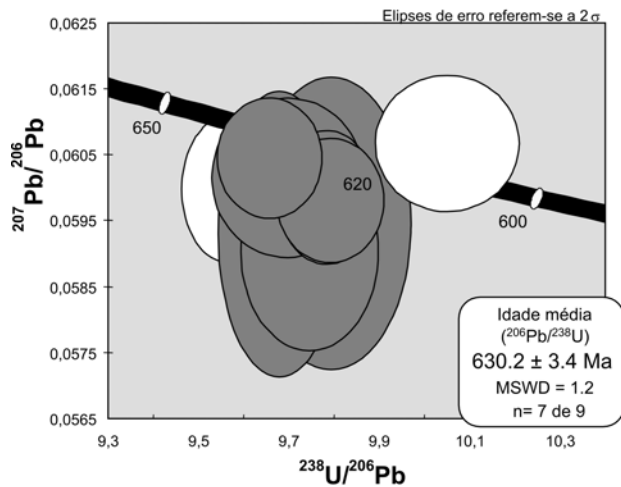


Figura 7 - Diagrama concórdia invertido construído com sete análises SHRIMP para zircões de fragmentos detriticos de rochas piroclásticas ácidas coletados na sucessão superior da Formação Maricá. As elipses preenchidas por cor branca se referem às análises desconsideradas para fins de obtenção de idade. A idade $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ resultante foi calculada em $630,2 \pm 3,4$ Ma.

INTEGRAÇÃO DOS DADOS: IMPLICAÇÕES TECTÔNICAS E CLIMÁTICAS E A EVOLUÇÃO GEOLÓGICA DA FORMAÇÃO MARICÁ

A integração de todas as informações citadas acima, obtidas através de ferramentas estratigráficas, petrográficas, isotópicas e geocronológicas, permite a construção de um panorama detalhado sobre a evolução da Formação Maricá. Os trabalhos demonstram que esta unidade siliciclástica foi depositada em um panorama costeiro, com depósitos fluviais e de mar raso, cujas áreas-fonte eram dominadas por rochas granito-gnáissicas do Paleoproterozóico (T_{DM} entre 1760 e 2370 Ma). Um vulcanismo explosivo, prova-velmente concomitante à sedimentação, foi datado em $630,2 \pm 3,4$ Ma. Pode-se, assim, descartar a hipótese aventada por Borba (2006) de que a Formação Maricá pudesse ser mais antiga, representando uma cobertura sedimentar meso- ou paleoproterozóica dos crátons La Plata ou Kalahari. Pelo contrário, o dado obtido coincide com o intervalo de idades sugerido por Paim *et al.* (2000) e corrobora a idade vendiana apontada por Netto *et al.* (1992) para a Formação Maricá, com base no reconhecimento dos icnofósseis *Dydimaulichnus*, *Intrites* e *Planolites*.

Em termos paleoclimáticos, o resultado obtido posiciona a deposição da Formação Maricá imediatamente após o final da glaciação Marinoana, que caracterizou o período de 660 a 635 Ma (Stern *et al.*, 2006) em escala global (Fig. 8). É possível que a Formação Maricá tenha-se desenvolvido, ou pelo

menos iniciado sua evolução, no âmbito do *greenhouse* que sucedeu a glaciação Marinoana (Allen & Leather, 2006), o que explica muitas de suas feições. A extensiva substituição dos feldspatos por caulinita, ilitizada após soterramento, na sucessão fluvial inferior, por exemplo, seria resultado do clima úmido e extremamente quente de um período de *greenhouse*. Além disso, o contraste entre o excelente arredondamento dos fragmentos tamanho seixo, bloco e matacão, e os grãos muito angulosos da fração areia, possivelmente se deve à esfoliação esferoidal na área-fonte. Outra evidência de forte intemperismo químico foi fornecida, conforme exposto anteriormente, pelos resultados de Rb-Sr e Sm-Nd em rocha total: incremento nos valores das razões $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ e diminuição das razões $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$, ambos na sucessão inferior. O evento vulcânico explosivo, concomitante à sedimentação, igualmente com-bina com um panorama pós-glacial, pois são eventos como esse que fornecem os gases *greenhouse* respon-sáveis pelo aquecimento global que sucede um período de *icehouse*. Ademais, a presença de depósitos ma-rinhos sobre crosta continental estaria associada à significativa subida do nível dos oceanos, resultante do degelo das calotas polares.

O caráter pós-glacial da Formação Maricá permite elaborar uma explicação para outro importante paradoxo: sua ocorrência sobre as unidades juvenis neoproterozóicas da orogênese São Gabriel – comple-xos Cambaí e Vacacaí – sem uma significativa contribuição das mesmas como área-fonte, conforme indicado por feições de campo (Pelosi & Fragoso-Cesar, 2003; Borba *et al.*, 2004a) e pelos dados do sistema Sm-Nd (Borba *et al.*, 2006). É provável que o orógeno São Gabriel, cuja fase colisional se estendera até 670 Ma (Saalman *et al.*, 2005), tenha sido peneplanizado pela extrema capacidade erosiva dos glaciares durante os quase 30 milhões de anos da glaciação Marinoana. Assim, os sedimentos siliciclásticos que dariam origem à Formação Maricá, derivados do cráton La Plata (Pelosi & Fragoso-Cesar, 2003; Borba *et al.*, 2004a e 2006), teriam encontrado no orógeno São Gabriel uma zona costeira já plana, profundamente erodida, através da qual apenas realizavam *bypass* ou sobre o qual se depositavam, promovendo pouca ou nenhuma erosão e, conseqüentemente, pouca influência daquelas unidades juvenis na composição isotópica dos sedimentos.

Iniciada pouco antes de 630 Ma, a deposição Maricá é posterior, em termos tectônicos, à evolução do sistema de orógenos Brasileiro I (clímax entre 730 e 700 Ma), registrado no domínio São Gabriel

(Fig. 8). Por outro lado, o início da deposição está dentro do intervalo de 640 a 620 Ma, considerado por Silva *et al.* (2005) como o clímax metamórfico e deformacional do sistema colisional de orógenos Brasileiro II, característico de retrabalhamento crustal. Neste intervalo de idades, além de recristalizações metamórficas nos gnaisses Encantadas (Silva *et al.*, 2005), encontram-se os eventos magmáticos contemporâneos ao transporte tectônico da zona de cisalhamento transcorrente Dorsal de Canguçu (ZCTDC). Os (meta-) granitos peraluminosos Arroio Francisquinho e Cordilheira, típicos de fusão crustal, possuem idades U-Pb em zircão de 634 ± 6 e 625 ± 6 Ma, respectivamente (Frantz *et al.*, 2003). Cerca de 800 km a norte, nos domínios graníticos do Estado de Santa Catarina, Silva *et al.* (2003) obtiveram idades U-Pb SHRIMP de 626 ± 8 Ma para o granito Paulo Lopes e de 628 ± 7 Ma para o granito Guabiruba. Na mesma faixa de idades estão os granitoides sin-tectônicos à zona de cisalhamento Major Gercino (prolongamento da ZCTDC): 646 ± 15 Ma para metatonalitos, $641 \pm 7,2$ Ma para o granito Quatro Ilhas e 631 ± 13 Ma para o granito Mariscal (Chemale Jr. *et al.*, 2003). Adicionalmente, no Terreno Nico Pérez, Uruguai, o batólito monzonítico Puntas del Santa Lucía foi datado em 633 ± 8 Ma pelo método U-Pb SHRIMP em zircão (Hartmann *et al.*, 2002).

Sucessões (meta-) vulcanossedimentares aflorantes em outras porções da Província Mantiqueira também registram eventos próximos à idade deposicional da Formação Maricá (Fig. 8). Datação U-Pb SHRIMP em zircões de uma camada de meta-riolito intercalada a metapelitos da porção superior do Grupo Brusque, em Nova Trento, Santa Catarina, forneceu idade de 639 ± 11 Ma (Silva *et al.*, 2005), interpretada como a idade de extrusão dos riolitos. Mais a norte, no Estado do Paraná, Siga Jr. *et al.* (2003, 2005) obtiveram idades U-Pb (SHRIMP e TIMS) de 628 ± 18 Ma e 636 ± 30 Ma em zircões de rochas metavulcânicas alcalinas intercaladas a meta-arcóseos e filitos da Formação Abapã, cinturão Itaiacoca. Unidades clásticas e carbonáticas do complexo Lavallega, no Terreno Nico Pérez, Uruguai, apresentam registros dos icnofósseis *Vimenites* e *Planolites*, diagnósticos, assim como aqueles da Formação Maricá, de uma idade Vendiana (Aceñolaza *et al.*, 1998). Além disso, a Formação Fuente del Puma do complexo Lavallega possui uma população de zircões detríticos com idades entre 700 e 600 Ma (Basei *et al.*, 2005). O próprio complexo Porongos, na porção central do Escudo Sul-riograndense (domínio Santana da Boa Vista), possui

zircões detríticos tão jovens quanto 620 Ma, indicada como a idade de deposição de alguns de seus protólitos (Basei *et al.*, 2005). Assim, não pode ser descartada a hipótese de que a Formação Maricá seja vinculada, ao menos em termos temporais, a alguns dos protólitos das sucessões metamórficas citadas acima. É necessário, contudo, lembrar que esses complexos metamórficos possuem, também, protólitos mais antigos, paleo-, meso- ou neoproterozóicos, conforme evidenciado pela idade de cristalização de 783 ± 6 Ma obtida em zircões de meta-riolitos do complexo Porongos (Porcher *et al.*, 1999).

Outra semelhança emblemática da Formação Maricá com alguns dos protólitos sedimentares dos complexos metamórficos neoproterozóicos brasileiros e uruguaios é a composição isotópica e geocronológica da carga detrítica. Nesse sentido, salienta-se a aplicação da técnica U-Pb SHRIMP a zircões detríticos do complexo Porongos (Vasconcellos *et al.*, 2003; Hartmann *et al.*, 2004), que apontou a predominância de cristais paleoproterozóicos. Além disso, a assinatura isotópica Sm-Nd do mesmo complexo Porongos indica idades-modelo T_{DM} entre 1730 e 2710 Ma (Saalman *et al.*, 2006), um intervalo semelhante àquele obtido para a Formação Maricá (Borba *et al.*, 2006). Em outro estudo, Saalman *et al.* (2005) obtiveram uma idade T_{DM} de 2560 Ma para uma amostra de clorita-epidoto xisto do complexo Passo Feio, próximo a Caçapava do Sul. Mallmann *et al.* (2003) obtiveram, para metassedimentos do complexo Lavallega, no Uruguai, resultados de T_{DM} muito semelhantes aos da Formação Maricá: metassedimentos grossos com idades-modelo de 1800 a 2000 Ma, e metassedimentos finos entre 2200 e 2400 Ma. Em trabalho mais recente, Mallmann *et al.* (2007), através da técnica U-Pb SHRIMP, obtiveram somente idades paleoproterozóicas para os zircões detríticos do complexo Lavallega. Além disso, zircões magmáticos de metabasaltos do complexo Lavallega forneceram idade de 590 ± 2 Ma (Fig. 8) e são, portanto, mais jovens que a Formação Maricá, possivelmente correlacionáveis, em termos temporais, ao Grupo Bom Jardim.

Considerando, de forma integrada, os dados obtidos em amostras da Formação Maricá e os avanços recentes no conhecimento geocronológico da Província Mantiqueira, propõe-se que a unidade estudada faça parte do preenchimento de uma bacia de antepaís (*foreland basin*) desenvolvida em resposta ao clímax colisional do sistema Brasileiro II. A instalação desta bacia de antepaís estaria vin-

culada a um ciclo de aproximação entre as massas continentais La Plata, São Gabriel (peneplanizado pela glaciação), Encantadas (?) e Kalahari durante a aglutinação do supercontinente Pannotia, completada em torno de 600 Ma (Fig. 8). O início do processo de colisão, possivelmente oblíqua, em torno de 640 Ma, teria formado um cinturão de dobramentos e cavalgamentos (*fold-and-thrust belt*), com transcorrência associada, na região dos atuais domínios Nico Pérez, Santana da Boa Vista, Brusque e Itaiacoca. Processos de metamorfismo e deformação teriam atingido os protólitos mais antigos dos complexos metamórficos ali registrados. As raízes deste cinturão colisional, caracterizadas por metamorfismo, fusão crustal, magmatismo e transcorrência, hoje estariam aflorantes a leste, em porções dos domínios graníticos Cuchilla Dionisio, Pelotas e Florianópolis.

A Formação Maricá, provavelmente, registra uma sedimentação costeira, fluvial e marinha, posicionada na porção de *forebulge* ou *back-bulge* (DeCelles & Giles, 1996) da bacia, com carga sedimentar proveniente de um bloco cratônico situado a oeste, neste caso, o cráton La Plata. Nesse contexto, a sedimentação Maricá não deveria ser considerada “anorogênica”, como proposto por Fragoso-César *et al.* (2003), nem mesmo “pós-orogênica” (Menegat & Fernandes, 2003) ou “pós-colisional”, como é quase consenso na pesquisa sobre o Escudo Sul-rio-grandense, uma vez que se inicia ainda durante o clímax colisional do sistema orogênico Brasileiro II. Alguns dos protólitos sedimentares e vulcânicos dos complexos metamórficos Lavalleja, Porongos, Brusque e Abapã poderiam representar a sedimentação em posição de *foredeep*, mais próxima do cinturão orogênico. Sucessões de rochas sedimentares grossas e/ou possuidoras de depósitos autofágicos, como as rochas do Passo da Capela ou do Cerro da Árvore, poderiam também representar tais depósitos proximais, de *foredeep* ou *wedge-top*. O avanço da frente colisional e das falhas de empurrão no sentido oeste teria causado metamorfismo e deformação da própria sucessão de *foreland*, nos locais que hoje registram complexos metamórficos. A Formação Maricá, representando uma sedimentação mais ocidental, estaria posicionada mais distante desta frente de deformação, e teria sido preservada do metamorfismo que atingiu as ocorrências mais orientais do *foreland*.

A passagem para um panorama pós-colisional, caracterizado por sedimentação continental imatura e por magmatismo (intrusões e

unidades vulcanogênicas) shoshonítico a alcalino, está registrada no Grupo Bom Jardim (Borba *et al.*, 2007). Intrusões graníticas precoces (complexo Lavras do Sul), relacionadas a este magmatismo shoshonítico e que intrudem a Formação Maricá, causando metamorfismo de contato, possuem idades $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ em zircões a partir de 604 Ma (Gastal *et al.*, 2005). Além disso, traquibasaltos e traquian-desitos da Formação Hilário do Grupo Bom Jardim possuem idade de 580 ± 11 Ma (Remus *et al.*, 1999). Fecha esse ciclo uma nova série de eventos magmáticos, registrados em intrusões pós-colisionais (Jaguari, São Sepé, Cerro da Cria, Caçapava do Sul, Capané e Dom Feliciano) e no vulcanismo ácido (ignimbritos e lavas riolíticas) da Formação Acampamento Velho, que recobre o Grupo Bom Jardim em discordância angular. Esta unidade, de afinidade alcalina sódica a toleítica, registra idades U-Pb de 573 ± 18 Ma na região do Passo do Salsinho, em Caçapava do Sul (Chemale Jr., 2000), 572 ± 3 Ma no platô do Taquembó, em Dom Pedrito (Gastal & Lafon, 2001), e $549,3 \pm 5$ Ma (Sommer *et al.*, 2003) em rochas hipabissais da área do platô da Ramada, ao sul de Vila Nova do Sul. Todo este período teria sido provavelmente caracterizado por gradiente geotérmico significativo, magmatismo granítico e permanência da Formação Maricá a temperaturas maiores que 200°C . Diminuição do gradiente geotérmico ou soerguimento acentuado da região (ou ambos) somente teria sido observado no final do Cambriano médio, conforme registrado nas idades Ar-Ar de 507 e 506 Ma obtidas nos feldspatos potássicos da Formação Maricá. Este intervalo de idades já estaria vinculado aos processos de soerguimento intraplaca resultantes do sistema orogênico Brasileiro III, possivelmente registrado no Escudo Sul-rio-grandense na forma dos riftes onde se teriam depositado as rochas continentais de clima árido do Grupo Camaquã.

CONCLUSÕES E RECOMENDAÇÕES PARA TRABALHOS FUTUROS

A abordagem integrada utilizando ferramentas estratigráficas, petrográficas, isotópicas e geocronológicas, sensíveis a diversos processos e temperaturas, tem o potencial de fornecer uma visão muito mais detalhada da evolução geológica de uma bacia sedimentar. Esta abordagem, aplicada à Formação Maricá, aportou informações importantes sobre diversos aspectos da história geológica desta unidade. A Formação Maricá representa uma sedimentação

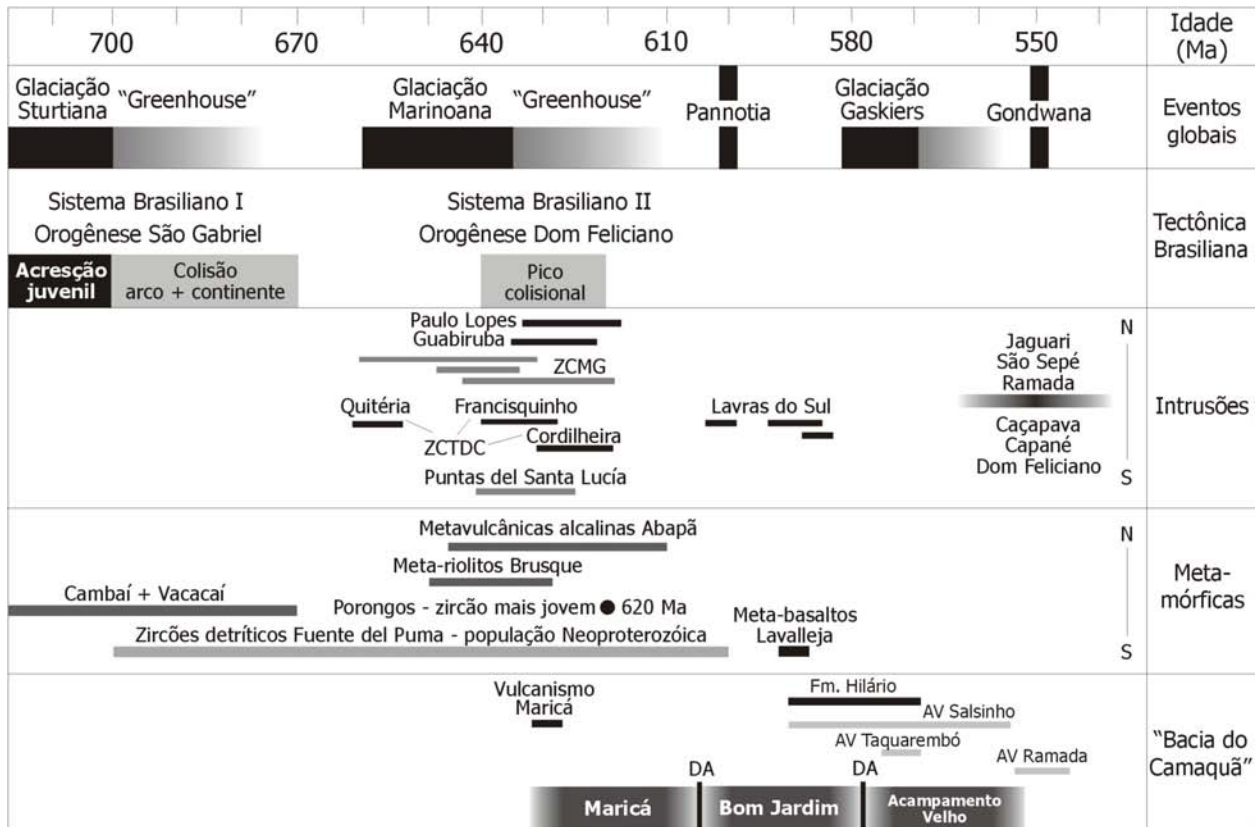


Figura 8 - Quadro de correlação geocronológica entre os eventos registrados na “Bacia do Camaquã” e unidades metamórficas, intrusivas, eventos tectônicos do Ciclo Brasileiro e eventos de alcance global, como aglutinação de continentes (Pannotia, Gondwana) e glaciações (Sturtiana, Marinoana, Gaskiers); DA – discordância angular; AV – Acampamento Velho; referências bibliográficas no texto.

neoproterozóica, iniciada pouco antes de 630 Ma, na borda cratônica de uma bacia de antepaís relacionada ao cinturão Dom Feliciano, componente do sistema de orógenos Brasileiro II. Sua proveniência indica áreas-fonte continentais, de idade paleoproterozóica, provavelmente situadas no interior do cráton La Plata. Um vulcanismo explosivo, possivelmente desenvolvido no interior do continente La Plata, está registrado na unidade. Em termos paleoclimáticos, a sedimentação Maricá iniciou-se no âmbito do período de aquecimento extremo (*greenhouse*) que sucedeu a glaciação Marinoana (*icehouse*) em escala global. Deposição marinha sobre crosta continental, esfoliação esferoidal na área-fonte, extensiva caulnização de feldspatos, inclusive com modificação nos sistemas isotópicos Rb-Sr e Sm-Nd, e vulcanismo explosivo são processos característicos de um período de *greenhouse* e verificados no registro geológico da Formação Maricá.

A obtenção desta série de dados concretos, e a análise destes dados à luz dos recentes avanços na geocronologia da Província Mantiqueira e do ESRG, também ensejam possíveis correlações geológicas entre a Formação Maricá e outras unidades supra-

crustais da região. Entre estas unidades, estão porções dos protólitos de alguns complexos metamórficos da Província Mantiqueira, como Lavallega, Porongos, Passo Feio, Brusque e Abapã, entre outras. Tais unidades possuem dados geocronológicos, isotópicos e de traços fósseis que, ao menos em termos temporais, permitem a tentativa de correlação da Formação Maricá com unidades metamórficas. Estas informações permitem lançar, no mínimo, uma dúvida razoável sobre a ordenação estratigráfica de unidades “metamórficas, orogênicas” versus “não metamórficas, pós-colisionais”, hoje amplamente aceita no meio geocientífico sul-brasileiro. Contribui com esta necessidade de repensar a ordenação estratigráfica da Província Mantiqueira a idade U-Pb SHRIMP de 590 ± 2 Ma obtida em meta-basaltos do complexo Lavallega, de onde se depreende que o próprio Grupo Bom Jardim (~600 a 580 Ma) pode ter correlação temporal com unidades predominantemente metamórficas. Nesse sentido, é necessário, também, iniciar uma discussão sobre a validade e a atualidade do conceito de “Bacia do Camaquã” como um conjunto de unidades desprovidas de metamorfismo, isoladas no panorama do Gondwana sul-ocidental, reunindo, de forma

artificial, rochas do Neoproterozóico e do Paleozóico inferior, formadas sob regimes tectônicos e paleoclimáticos completamente diferentes.

Recomenda-se, como diretriz para o futuro, que a pesquisa direcionada às unidades da chamada “Bacia do Camaquã” utilize uma abordagem integrada, com ferramentas de análise diversas e interpretadas em conjunto. Da mesma forma, sugere-se que não haja preconceito com a possibilidade de se correlacionar as unidades não metamórficas da “Bacia do Camaquã”, pelo menos aquelas basais, neoproterozóicas (Maricá e Bom Jardim), com alguns dos protólitos de complexos metamórficos aflorantes no sul do Brasil e no Uruguai. No ESRG, especificamente, é necessária também uma mudança na abordagem das unidades metamórficas Passo Feio, Ibaré e Porongos. Estes complexos metamórficos são bem estudados em termos de deformação e metamorfismo, mas suas características enquanto bacias sedimentares ainda são pouco conhecidas. Estas unidades devem ser melhor estudadas em termos de depósitos sedimentares, proveniência, geocronologia e história térmica, o que certamente trará novas informações para o entendimento dos processos de superfície atuantes durante o ciclo Brasileiro/Pan-africano na região do Escudo Sul-rio-grandense.

Agradecimentos - O primeiro autor agradece ao CNPq pela concessão de bolsa para seu trabalho de doutorado na área de estratigrafia junto ao PPGGeo/UFRGS e ao Ministério Público do Estado do Rio Grande do Sul (MPRS) pela excelente estrutura, que permitiu a elaboração deste texto. Em diferentes fases da pesquisa, os autores contaram com o auxílio de M.F. Bitencourt, N.A. Lisboa, C.A. Sommer, L.F. De Ros, L.A. Hartmann, J. Casagrande e F.L. Noronha (UFRGS). A colaboração de N.J. McNaughton e J.O.S. Santos (CSIRO, Austrália), A.T. Onoe (USP), E. Koester (UFPEL/Unipampa), F. Chemale Jr. (UFRGS) e D.R.A. Silva (CPRM) foi imprescindível para a obtenção dos dados aqui sintetizados. A contribuição de T.T. Eerola (Serviço Geológico, Finlândia), através de discussões a respeito das glaciações neoproterozóicas, é igualmente reconhecida. As sugestões dos revisores de Pesquisas em Geociências e do Editor-Adjunto C.L. Schultz (UFRGS) permitiram o aperfeiçoamento do texto.

REFERÊNCIAS

- Aceñolaza, F.G.; Sánchez-Betucci, L. & Fericola, J.C. 1998. Icnofósiles del Grupo Lavalaja, Neoproterozoico de Uruguay. *Colóquios de Paleontología*, **49**: 9-21.
- Allen, P.A. & Leather, J. 2006. Post-Marinoan marine siliciclastic sedimentation: the Masirah Bay Formation, Neoproterozoic Huqf Supergroup of Oman. *Precambrian Research*, **144**: 167-198.
- Almeida, F.F.M.; Hasui, Y.; Brito Neves, B.B. & Fuck, R.A. 1981. Brazilian structural provinces: an introduction. *Earth Science Reviews*, **17**: 1-29.
- Babinski, M.; Chemale Jr., F.; Hartmann, L.A.; Van Schmus, W.R. & Silva, L.C. 1996. Juvenile accretion at 750-700 Ma in southern Brazil. *Geology*, **24**: 439-442.
- Basei, M.A.S.; Frimmel, H.E.; Nutman, A. P.; Preciozzi, F. & Jacob, J. 2005. A connection between the Neoproterozoic Dom Feliciano (Brasil/Uruguay) and Gariep (Namibia/south Africa) orogenic belts - evidence from a reconnaissance provenance study. *Precambrian Research*, **139**: 195-221.
- Borba, A.W. 2006. **Evolução geológica da “Bacia do Camaquã” (Neoproterozóico e Paleozóico inferior do Escudo Sul-rio-grandense, RS, Brasil): uma visão com base na integração de ferramentas de estratigrafia, petrografia e geologia isotópica.** Tese de Doutorado, 110p., Universidade Federal do Rio Grande do Sul.
- Borba, A.W.; Maraschin, A.J. & Mizusaki, A.M.P. 2004a. Stratigraphic analysis and depositional evolution of the Neoproterozoic Maricá Formation (southern Brazil): constraints from field data and sandstone petrography. *Gondwana Research*, **7** (3): 871-886.
- Borba, A.W.; Mizusaki, A.M.P.; Silva, D.R.A. & Noronha, F.L. 2004b. Petrographic and Sr-isotopic constraints on the provenance of the Neoproterozoic Maricá Formation (southern Brazil). In: INTERNATIONAL ASSOCIATION OF SEDIMENTOLOGISTS - IAS MEETING 2004, **Abstracts...**, Coimbra, Portugal, CD-ROM.
- Borba, A.W.; Mizusaki, A.M.P.; Silva, D.R.A.; Koester, E.; Noronha, F.L. & Casagrande, J. 2006. Provenance of the Neoproterozoic Maricá Formation (Sul-rio-grandense Shield, southern Brazil): petrographic and Sm-Nd isotopic constraints. *Gondwana Research*, **9** (4): 464-474.
- Borba, A.W.; Maraschin, A.J.; Noronha, F.L.; Casagrande, J. & Mizusaki, A.M.P. 2007. Provenance of the sedimentary rocks of the Bom Jardim Group (Neoproterozoic, southern Brazil): evidence from petrography, geochemistry and Neodymium isotopes. *Latin American Journal of Sedimentology and Basin Analysis*, **14** (1): 25-42.
- Borba, A.W.; Mizusaki, A.M.P.; Santos, J.O.S.; McNaughton, N.J.; Onoe, A.T. & Hartmann, L.A. 2008. U-Pb zircon and ⁴⁰Ar-³⁹Ar K-feldspar dating of the syn-sedimentary volcanism of the Neoproterozoic Maricá Formation: constraining the age of foreland basin inception and inversion in the Camaquã Basin of southern Brazil. *Basin Research*, doi: 10.1111/j.1365-2117.2007.00349-x.
- Brass, G.V. 1975. The effect of weathering on the distribution of Sr isotopes in weathering profiles. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **39**: 1647-1653.
- Chemale Jr., F. 2000. Evolução geológica do Escudo Sul-rio-grandense. In: M. Holz and L.F. De Ros (eds.) *Geologia do Rio Grande do Sul*. CIGO-UFRGS, p. 13-52.
- Chemale Jr., F.; Mallmann, G.; Bitencourt, M.F.A.S. & Kawashita, K. 2003. Isotope geology of syntectonic magmatism along the Major Gercino shear zone, southern Brazil: implications for the timing of deformation events. In: SOUTH AMERICAN SYMPOSIUM ON ISOTOPE GEOLOGY, **4**, **Short Papers**, Salvador, BA, v. 2, p. 516-519.
- Cordani, U.G., Brito Neves, B.B., Fuck, R.A., Porto, R., Thomaz-Filho, A. & Cunha, F.M.B. 1984. Estudo preliminar da integração do pré-Cambriano com os eventos tectônicos das bacias sedimentares brasileiras. *Ciência, Terra, Petróleo* (Seção Exploração de Petróleo), **15**.
- CPRM 1995. Folha Passo do Salsinho SH-22-Y-A-I-4, Escala 1:50.000. **Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil**, Brasília, 339 p.
- DeCelles, P.G. & Giles, K.A. 1996. Foreland basin systems. *Basin Research*, **8**: 105-123.
- Dickinson, W.R.; Beard, I.S.; Brakenridge, G.R.; Erjavec, J.L.; Ferguson, R.C.; Inman, K.F.; Knepp, R.A.; Lindberg, F.A. & Ryberg, P.T. 1983. Provenance of North American Phanerozoic sandstones in relation to tectonic setting. *Geological Society of America Bulletin*, **93**: 222-235.
- Fragoso-Cesar, A.R.S.; Almeida, R.P.; Fambrini, G.L.; Pelosi, A.P.M.R. & Janikian, L. 2003. A Bacia Camaquã: um sistema intracontinental anorogênico de rifts do Neoproterozóico III – Eopaleozóico no Rio Grande do Sul. In: ENCONTRO SOBRE A ESTRATIGRAFIA DO RIO GRANDE DO SUL: ESCUDO E BACIAS, **1**, **Anais...**, Porto Alegre, RS p. 139-144.
- Frantz, J.C.; McNaughton, N.J.; Marques, J.C.; Hartmann, L.A.;

- Botelho, N.F. & Caravaca, G. 2003. SHRIMP U-Pb zircon ages of granulites from southernmost Brazil: constraints on the temporal evolution of the Dorsal de Canguçu transcurrent shear zone and the eastern Dom Feliciano Belt. In: SOUTH AMERICAN SYMPOSIUM ON ISOTOPE GEOLOGY, 4, **Short Papers**, Salvador, BA v. 1, p. 174-177.
- Gastal, M.C.P. & Lafon, J.M. 2001. Novas idades $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ e geoquímica Nd-Sr para granitóides shoshoníticos e alcalinos das regiões de Lavras do Sul e Taquarém, RS. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOQUÍMICA, 7, **Anais...**, CD-ROM, 7 p.
- Gastal, M.C.P.; Teixeira, W.; Lafon, J.M. & Remus, M.V.D. 2005. Geocronologia $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$, $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ e $^{207}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ do Complexo Intrusivo Lavras do Sul, RS. In: SIMPÓSIO DE VULCANISMO E AMBIENTES ASSOCIADOS, 3, **Anais...**, Cabo Frio, RJ, CD-ROM.
- Hartmann, L.A.; Leite, J.A.D.; McNaughton, N.J. & Santos, J.O.S. 1999. Deepest exposed crust of Brazil – SHRIMP establishes three events. **Geology**, 27: 947-950.
- Hartmann, L.A.; Leite, J.A.D.; Silva, L.C.; Remus, M.V.D.; McNaughton, N.J.; Groves, D.L.; Fletcher, I.R.; Santos, J.O.S. & Vasconcellos, M.A.Z. 2000. Advances in SHRIMP geochronology and their impact on understanding the tectonic and metallogenic evolution of southern Brazil. **Australian Journal of Earth Sciences**, 47: 829-844.
- Hartmann, L.A.; Santos, J.O.S.; Bossi, J.; Campal, N.; Schipilov, A. & McNaughton, N.J. 2002. Zircon and titanite U-Pb SHRIMP geochronology of Neoproterozoic felsic magmatism on the eastern border of the Rio de la Plata Craton, Uruguay. **Journal of South American Earth Sciences**, 15 (2): 229-236.
- Hartmann, L.A.; Lopes, A.P.; Wang, Y.; Liu, D. & Vasconcellos, M.A.Z. 2003. Oceanic plateau accretion at 705 Ma in the southern Brazilian Shield. In: SOUTH AMERICAN SYMPOSIUM ON ISOTOPE GEOLOGY, 4, **Short papers**, Salvador, BA, v. 1, p. 178.
- Hartmann, L. A.; Phillip, R. P.; Liu, D.; Wan, Y.; Wang, Y.; Santos, J.O.S., & Vasconcellos, M.A.Z. 2004. Paleoproterozoic magmatic provenance of detrital zircon, Porongos Complex quartzites, southern Brazilian Shield based on U-Pb SHRIMP geochronology. **International Geology Review**, 46 (2): 97-126.
- Leinz, V.; Barbosa, A.F. & Teixeira, E. 1941. **Mapa Geológico Caçapava-Lavras**. Boletim 90, Secretaria da Agricultura, Indústria e Comércio – RS, 39 p.
- Leite, J.A.D.; Hartmann, L.A.; McNaughton, N.J. & Chemale Jr., F. 1998. SHRIMP U/Pb zircon geochronology of Neoproterozoic juvenile and crustal-reworked terranes in southernmost Brazil. **International Geology Reviews**, 40 (8): 688-705.
- Leites, S.R.; Lopes, R.C.; Wildner, W.; Porcher, C.A. & Sander, A. 1990. Divisão litofaciológica da Bacia do Camaquã na folha Passo do Salsinho, Caçapava do Sul, RS, e sua interpretação paleoambiental. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 36, **Anais...**, Natal, RN, p. 300-312.
- Machado, N., Koppe, J.C. & Hartmann, L.A. 1990. A late Proterozoic U-Pb age for the Bossoroca Belt, Rio Grande do Sul, Brazil. **Journal of South American Earth Sciences**, 3: 87-90.
- Mallmann, G.; Chemale Jr., F.; Armstrong, R. & Kawashita, K. 2003. Sm-Nd and U-Pb SHRIMP zircon studies of the Nico Pérez Terrane, reworked Rio de la Plata Craton, Uruguay. In: SOUTH AMERICAN SYMPOSIUM ON ISOTOPE GEOLOGY, 4, **Short Papers**, Salvador, BA, v. 1, p. 207-209.
- Mallmann, G.; Chemale Jr., F.; Ávila, J.N.; Kawashita, K. & Armstrong, R.A. 2007. Isotope geochemistry and geochronology of the Nico Pérez Terrane, Rio de la Plata Craton, Uruguay. **Gondwana Research**, doi:10.1016/j.gr.2007.01.002.
- Menegat, R. & Fernandes, L.A.D. 2003. Bacias pós-orogênicas do Escudo Sul-rio-grandense: contexto geotectônico e arcabouço estratigráfico. In: ENCONTRO SOBRE A ESTRATIGRAFIA DO RIO GRANDE DO SUL: ESCUDO E BACIAS, 1, **Anais...**, Porto Alegre, RS, p. 123-130.
- Mizusaki, A.M.P. 1992. **Comportamento do Rb e do Sr em sedimentos recentes – implicação na datação radiométrica de rochas sedimentares**. Tese de Doutorado, 140 p., Universidade de São Paulo.
- Morton, J.P. 1983. **Rb-Sr dating of clay diagenesis**. Unpublished Ph.D. Thesis, 234 p., University of Texas, USA.
- 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: WORKSHOP SOBRE AS BACIAS MOLÁSSICAS BRASILIANAS, 1, **Boletim de Resumos...**, p. 90-96.
- Paim, P.S.G. 1994. **Depositional systems and palaeogeographical evolution of the Camaquã and Santa Bárbara basins, Brazil**. Unpublished Ph.D. Thesis, 277p., University of Oxford, UK.
- Paim, P.S.G.; Chemale Jr., F. & Lopes, R.C. 2000. A Bacia do Camaquã. In: M. Holz and L.F. De Ros (eds.) **Geologia do Rio Grande do Sul**. CIGO-UFRGS, p. 231-274.
- Pelosi, A.P.M.R. & Fragoço-César, A.R.S. 2003. Proposta de classificação litoestratigráfica para o Grupo Maricá. In: ENCONTRO SOBRE A ESTRATIGRAFIA DO RIO GRANDE DO SUL: ESCUDO E BACIAS, 1, **Anais...**, Porto Alegre, RS, p. 133-138.
- Philipp, R.P. & Machado, R. 2002. Ocorrência e significado dos septos do embasamento encontrados nas suítes graníticas do Batólito Pelotas, RS, Brasil. **Pesquisas em Geociências**, 29 (1): 43-60.
- Porcher, C.C.; McNaughton, N.J.; Leite, J.A.D.; Hartmann, L.A. & Fernandes, L.A.D. 1999. Idade SHRIMP em zircão: vulcanismo ácido do Complexo Metamórfico Porongos. In: SIMPÓSIO SOBRE VULCANISMO E AMBIENTES ASSOCIADOS, 1, **Boletim de Resumos**, Gramado, RS, p. 110.
- Remus, M.V.D.; Hartmann, L.A.; McNaughton, N.J. & Fletcher, I.R. 1999. SHRIMP U-Pb zircon ages of volcanism from the São Gabriel Block, southern Brazil. In: SIMPÓSIO SOBRE VULCANISMO E AMBIENTES ASSOCIADOS, 1, **Boletim de Resumos**, Gramado, RS, p. 83.
- Saalmann, K.; Hartmann, L.A.; Remus, M.V.D.; Koester, E. & Conceição, R.V. 2005. Sm-Nd isotope geochemistry of metamorphic volcano-sedimentary successions in the São Gabriel Block, southernmost Brazil: evidence for the existence of juvenile Neoproterozoic oceanic crust to the east of the Rio de la Plata craton. **Precambrian Research**, 136: 159-175.
- Saalmann, K.; Remus, M.V.D. & Hartmann, L.A. 2006. Structural evolution and tectonic setting of the Porongos belt, southern Brazil. **Geological Magazine**, 143 (1): 59-88.
- Santos, E.L.; Beckel, J.; Macedo, P.M.; Gonzales Fº, F. & Chaban, N. 1978. Divisão litoestratigráfica do Eo-Cambriano – Pré-Cambriano superior do Escudo Sul-rio-grandense. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 30, **Anais...**, v. 2, Rio de Janeiro, RJ, p. 670-684.
- Siga Jr., O.; Basei, M.A.S.; Sato, K.; Prazeres Fº, H.J.; Cury, L.F.; Weber, W.; Passarelli, C.R.; Harara, O.M. & Reis Neto, J.M. 2003. U-Pb (zircon) ages of metavolcanic rocks from the Itaiacoca Group: tectonic implications. **Revista do Instituto de Geociências, USP**, 3: 39-49.
- Siga Jr., O.; Basei, M.A.S.; Passarelli, C.R.; Sato, K.; Prazeres Fº, H.J.; Cury, L.F.; Harara, O.M.; Reis Neto, J.M. & Basei, G.B. 2005. Geochronology of the Itaiacoca belt (Paraná-Brazil): tectonic implications. In: SOUTH AMERICAN SYMPOSIUM ON ISOTOPE GEOLOGY, 5, **Short Papers**, p. 244-247.
- Silva, L.C.; McNaughton, N.J.; Hartmann, L.A. & Fletcher, I.R. 2003. Contrasting zircon growth patterns in Neoproterozoic granites of southern Brazil revealed by SHRIMP U-Pb analyses and SEM imaging: consequences for the discrimination of emplacement and inheritance ages. In: SOUTH AMERICAN SYMPOSIUM ON ISOTOPE GEOLOGY, 4, **Short Papers**, Salvador, BA, v. 2, p. 687-690.
- Silva, L.C.; McNaughton, N.J.; Armstrong, R.; Hartmann, L.A. & Fletcher, I.R. 2005. The neoproterozoic Mantiqueira Province and its African connections: a zircon-based U-Pb geochronologic subdivision for the Brasiliano/Pan-African systems of orogens. **Precambrian Research**, 136: 203-240.
- Sommer, C.A.; Lima, E.F.; Nardi, L.V.S.; Liz, J.D.; Pierosan, R. & Waichel, B.L. 2003. Stratigraphy of the Acampamento Velho Alloformation in the Ramada Plateau, Vila Nova do Sul region, RS. In: ENCONTRO SOBRE A ESTRATIGRAFIA DO RIO GRANDE DO SUL: ESCUDO E BACIAS, 1, **Anais...**, Porto Alegre, UFRGS, p. 105-110.
- Sommer, C.A.; Lima, E.F.; Nardi, L.V.S.; Liz, J.D. & Waichel, B.L. 2006. The evolution of Neoproterozoic magmatism in southernmost Brazil: shoshonitic, high-K tholeiitic, and silica-saturated, sodic

- alkaline volcanism in post-collisional basins. **Anais da Academia Brasileira de Ciências**, **78** (3): 573-589.
- Stern, R.J.; Avigad, D.; Miller, N.R. & Beyth, M. 2006. Evidence for the Snowball Earth hypothesis in the Arabian-Nubian Shield and the East African Orogen. **Journal of African Earth Sciences**, **44**: 1-20.
- UFRGS 1997. **Projeto Vila Nova**: Mapeamento geológico escala 1:50.000.
- UFRGS 2002. **Projeto Vila Nova – Rufino Farias**: Mapeamento geológico escala 1:50.000.
- Vasconcellos, M.A.Z.; Giuriatti, G.; Hartmann, L.A.; Liu, D. & Philipp, R.P. 2003. Integrated geochronological and structural evaluation of the significance of detrital zircon crystals from the Porongos complex, southern Brazilian shield. In: SOUTH AMERICAN SYMPOSIUM ON ISOTOPE GEOLOGY, 4, **Short Papers**, Salvador, BA, v.1, p. 134-137.
- Wildner, W.; Lima, E.F.; Nardi, L.V.S. & Sommer, C.A. 2002. Volcanic cycles and setting in the Neoproterozoic III to Ordovician Camaquã Basin succession in southern Brazil. **Journal of Volcanology and Geothermal Research**, **118**: 261-283.
- Zhao, J.X.; McCulloch, M.T. & Bennett, V.C. 1992. Sm-Nd and U-Pb zircon isotopic constraints on the provenance of sediments of the Amadeus Basin, central Australia: evidence for REE fractionation. **Geochimica et Cosmochimica Acta**, **56** (3): 921-940.
- Zuffa, G.G. 1985. Optical analysis of arenites: influence of methodology on compositional results. In: Zuffa, G.G. (ed.) **Provenance of Arenites**. NATO ASI Series C 148, Reidel, Dordrecht, 165-189.