

A ANTEFOSSA MOLÁSSICA DO CINTURÃO DOM FELICIANO NO ESCUDO DO RIO GRANDE DO SUL

Antônio Romalino S. Fragoso Cesar

USP/DGG-IG

Ernesto Luiz Lavina

UFRGS/CIGO e CNPq

Paulo Sérgio Gomes Paim

FURG/DG

Ubiratan Ferruccio Faccini

Geólogo

ABSTRACT

The Camaquã Basin is a molassic foredeep (Antefossa do Sudeste) between Dom Feliciano Belt (Upper Proterozoic) and the Rio de La Plata Craton. The foredeep deposits are divided into two units, with different paleoenvironmental and tectonic characteristics: precocious molasse and tardy molasse, forming the Camaquã Group.

The first unit is made up of sequences related to submarine and coastal fans, associated turbidites and shallow marine sequences. It has two fold phases, the second recorded by gentle of great wavelength thrusts to NW. There are also transcurrent faults.

The second unit is characterized by continental sequences (alluvial fans, braided rivers, eolic and deltaic facies). In the West margin of the basin there are shallow marine deposits. During deposition the climate conditions were, probably, arid to semi-arid. The second fold phase also produced small anticlines and synclines of great wavelength, normal and probably transcurrent faults.

It is suggested that "Antefossa do Sudeste", in Rio Grande do Sul State, began like a great asymmetric marine basin NE-SW lengthened, with a shallow Western margin (near Rio de La Plata Craton) and a deeper Eastern one, where the greatest deformations occurred.

INTRODUÇÃO

O conceito "molasse" surgiu no séc. XVIII, sendo pioneiramente reportado no "Beyträge zu einer monographie der Molasse", no estudo sobre depósitos miocênicos de ruditos e arenitos imaturos situados à borda do Cinturão Alpino na Suíça, feito por STUDER (1825). Posteriormente, BERTRAND (1897) apontou a ocorrência destas fácies em outras localidades da faixa Alpina e HAUG (1900) a estendeu para todos os cinturões móveis. Como atualmente entendida, a tectofácies molasse compreende uma espessa cunha clástica, acumulada em bacias estreitas e alongadas, dispostas no interior de uma faixa móvel ou ao longo do limite entre esta faixa e a borda cratônica, registrando o soerguimento e erosão do orógeno, como principal contribuinte dos detritos que a constituem (VAN HOUTEN, 1974). De acordo com KING (1959), o termo molasse deve ser restrito aos depósitos de antefossas, isto é, aqueles situados em bacias limítrofes entre cinturões móveis e bordas cratônicas. Já VAN HOUTEN (1974) argumenta que o conceito também pode ser aplicado a qualquer seqüência espessa, mesmo no interior das cadeias de montanhas, desde que gerada em condições tectônicas similares.

Espessos depósitos clásticos imaturos, relacionados ao soerguimento e erosão de cadeias de montanhas que existiram em território brasileiro no fim do Pré-Cambriano (Ciclo Brasileiro), têm sido definidos, por diversos autores, como molasses. Em uma revisão regional, ALMEIDA (1969) estendeu este conceito a todos os depósitos similares ocorrentes na Plataforma Sul-Americana, referindo-se ao "Estádio de Transição" na evolução desta plataforma. Entre os depósitos assim definidos, ao citar aqueles da Bacia do Camaquã (RS), relatou que "(...) possivelmente em ne-

nhum outro local da plataforma brasileira os depósitos do estágio de transição acham-se tão claramente expostos como na região central do Rio Grande do Sul, entre os rios Jacuí e Camaquã".

No presente artigo apresentamos uma síntese sobre as principais características sedimentares e tectônicas da Bacia do Camaquã, bem como sua relação, como bacia molássica, com a evolução do Cinturão Dom Feliciano, faixa móvel que constitui a mais importante área fonte dos detritos que a preenchem.

GEOLOGIA REGIONAL

Nas áreas de escudo do Uruguai, Rio Grande do Sul e Santa Catarina destacam-se duas grandes estruturas brasileiras: o Cinturão Dom Feliciano, uma província orogênica gerada no Ciclo Brasileiro, e seu ante-país ocidental, o Cráton do Rio de la Plata (FRAGOSO CESAR, 1980). Nas fases tardia e final do Ciclo Brasileiro, do Vendiano ao início do Ordoviciano, limitando estas províncias estruturais, desenvolveu-se uma longa e estreita calha molássica na Zona Marginal do orógeno, denominada de Antefossa do Sudeste (FRAGOSO CESAR et al., 1982). Esta antefossa, de orientação NE-SW, apresenta-se com largura variável de 20 a 65 km e comprimento, se originalmente continua, superior a 1200 km. É conhecida como Bacia do Itajaí em Santa Catarina, Bacia do Camaquã no Rio Grande do Sul e, no Uruguai, onde pequenas porções foram preservadas da erosão, como Bacia Piedras de Afilar.

A denominação "Bacia do Camaquã", à exposição riograndense da Antefossa do Sudeste, foi originalmente proposta por CARVALHO (1932), em referência ao rio Camaquã que corta transversalmente o Escudo do Rio Grande do Sul e banha, em seu médio curso, a porção meridional da bacia. Os limites desta são os seguintes (Fig.1): a NE é NW mergulha sob os depósitos da Bacia do Paraná. Na margem oriental, suas seqüências clásticas recobrem discordantemente e, em parte, encaixam-se tectonicamente em rochas metamórficas do Grupo Porongos. Apenas nos extremos meridional e setentrional desta margem é que limita-se, através de importantes zonas de falhas, com os granitóides dos Complexos Dom Feliciano e Encruzilhada do Sul. O limite ocidental é essencialmente tectônico, porém em alguns locais as unidades superiores desta bacia recobrem a borda do cráton.

Sobre a borda cratônica reativada ocorrem bacias molassóides vulcano-sedimentares preenchidas pelas formações Maricá, Hilário, Acampamento Velho e Santa Bárbara, além de várias intrusões graníticas contemporâneas, constituindo complexos plutono-vulcano-sedimentares. Pela carência de dados conclusivos, não é, ainda, possível correlacioná-las com aquelas da Bacia do Camaquã. Entretanto, é provável que estas unidades representem equivalentes temporais em outra situação paleogeográfica.

AS MOLASSES DA BACIA DO CAMAQUÃ

A Bacia do Camaquã é preenchida por uma espessa seqüência clástica imatura, predominantemente arcoseana, de espessura superior a 6.000 metros (CARVALHO, 1932). Este grupo é subdividível em duas unidades que, informalmente, designamos de "molasse precoce" e "molasse tardia", por suas características estruturais e estratigráficas distintas. A "molasse precoce" corresponde, aproximadamente, ao que tem sido mapeado, na Bacia do Camaquã, sob as denominações de Formação Maricá (fácies leste) por ROBERTSON (1966), Formação Arroio dos Nobres por RIBEIRO et al. (1966) e TESSARI & PICADA (1966), Grupo Bom Jardim Indiviso por RIBEIRO (1970) e Formação Cerro dos Martins por SANTOS et al. (1978). A "molasse tardia" equivale ao Grupo Camaquã, conforme descrito por ROBERTSON (1966), contendo as formações Santa Bárbara e Guaritas. No presente trabalho, entendendo que o conjunto molássico deve ser englobado em uma única unidade estratigráfica maior, voltamos à definição original de CARVALHO (1932), reunindo-as no Grupo Camaquã ("Série de Camaquan").

A MOLASSE PRECOCE Corresponde a uma espessa seqüência marinha (mais de 4.000 metros) fortemente dobrada e afetada por falhas de empurrão vergentes para NW, em sentido ao Cráton do Rio de la Plata. Diversos estudos têm sido desenvolvidos nesta unidade, entre os quais destacamos RIBEIRO et al. (1966), TESSARI & PICADA (1966), RIBEIRO (1970), RIBEIRO & FANTINEL (1978), SANTOS et al. (1978): GONZALEZ & TEIXEIRA (1980), FRA

GOSO CESAR (1983), entre outros.

A molasse precoce aflora em vários trechos da bacia, sempre em posição discordante sob a molasse tardia e tectonicamente embutida em seu embasamento, seja este o Grupo Porongos ou unidades pré-brasileiras (RIBEIRO & FANTINEL, 1978). Suas principais exposições são: ao longo da margem ocidental da bacia, onde a participação vulcânica é importante (Figs. 2 e 3); na porção centro-sul (região das Minas do Camaquã), com escassas intercalações vulcânicas; e na margem oriental, onde recobre o Grupo Porongos, não sendo aí reconhecidas rochas vulcânicas associadas.

Sua caracterização como unidade marinha tem sido sugerida em quase todos os trabalhos que a ela se referiram. Como exemplo: RIBEIRO & FANTINEL (1978) apontam, na porção NW da bacia (região dos perfis das Figs. 1 e 2), a ocorrência de espessos pacotes de turbiditos intercalados com derrames submarinos; GONZALEZ & TEIXEIRA (1980) descrevem a evolução da sequência das Minas do Camaquã como tendo ocorrido nas margens de "(...) um mar interior ou de um corpo lacustre de grandes dimensões"; e FRAGOSO CESAR (1983) interpreta a unidade, no Vale do Piquiri, na porção NE da bacia (Fig. 1), como tendo iniciado em condições marinho profundas, em leques submarinos. Em trabalhos recentes dos autores do presente artigo, foi reforçada a interpretação marinha para esta molasse. Os dados e discussões estão detalhadamente expostos em FRAGOSO CESAR *et al.* (em preparação) sendo daí extraída a síntese que aqui apresentamos.

Nos estudos realizados, foram verificadas duas sequências formadas em ambientes deposicionais distintos: (1) sequência de leques marinhos com espessos pacotes de turbiditos de água profunda (turbiditos *sensu* BOUMA, 1962); e (2) sequências marinhas de águas rasas formadas por ação de ondas, com eventuais exposições subaéreas. Turbiditos de águas profundas, intercalados com ruditos, foram reconhecidos, até o momento, na margem oriental da bacia, sugerindo uma assimetria na configuração geométrica da mesma. As demais fácies estão amplamente expostas em ambas as bordas da bacia e, possivelmente, na região das Minas do Camaquã, de acordo com os trabalhos de TEIXEIRA *et al.* (1978) e GONZALEZ & TEIXEIRA (1980).

Os leques marinhos são constituídos por ruditos diversos, ritmitos arenosos, areno-pelíticos e pelíticos, possuindo, localmente, intercalações de sedimentos químicos e clásticos pelágicos ("cherts", porcelanitos e argilitos verdes), descritos no Vale do Piquiri por KOLLING (1979). As porções proximais são formadas por ruditos de arcabouço caótico, transportados por fluxo de detritos ("debris flow") e por ruditos e arenitos grosseiros, com acamamento gradacional, tanto inverso quanto normal, depositados por correntes de alta densidade. O arcabouço dos ruditos é constituído por clastos da própria unidade (alcancando, neste caso, dimensões métricas) e derivados de rochas do embasamento aflorante nas proximidades, indicando o caráter autóctone dos depósitos. Nas porções mais distais dos leques, formando seus lóbulos distais, ocorrem ritmitos areno-pelíticos e pelíticos, com marcas de sola, acamamento gradacional normal, laminação plano-paralela e microestratificação cruzada, constituindo ciclos de espessuras variáveis (centimétrica a métrica) de turbiditos.

As sequências marinhas de águas rasas, geradas por ação de ondas, são formadas por ritmitos arenosos e areno-pelíticos, com boas exposições em ambas as bordas da bacia, tanto na margem oriental (e.g., Passo da Capela, onde a sequência é recortada por ruditos de leque costeiro) quanto na ocidental (e.g., Picada dos Tocos: Fig. 2 C-C'). Nestas sequências, com bases nos tipos litológicos e estruturas sedimentares, é possível distinguir duas fácies: (1) fácies de ritmitos e (2) fácies de arenitos laminados, tendendo, esta, a predominar no topo.

Na fácies de ritmitos, as estruturas mais comuns são laminação cruzada por migração de ondulações por onda ("wave ripples"), marcas de ondas simétricas, e estratificação cruzada "hummocky", indicativas de ação de ondas (possivelmente de tempestade) e pouca profundidade de água. A presença de laminações cruzadas assimétricas sugere, também, a ação de correntes de fundo, possivelmente induzidas por ondas de tempestades. A associação de todas estas estruturas sugere deposição abaixo do nível base de ondas normais e acima do nível base de ondas de tempestade (FRAGOSO CESAR *et al.*, em preparação).

As fácies de arenitos finos, com laminação plano-paralela e esporádicas intercalações de estratificação cruzada "hummocky", foram deposi-

tadas acima do nível base das ondas normais.

As intercalações vulcânicas da molasse precoce são representadas por derrames básicos a intermediários, com subordinada participação de aglomerados, brechas e piroclásticas diversas de composição ácida, bem como intrusivas rasas. Análises geoquímicas nestas rochas apontam tipos de a finidade alcalina, sendo dominantes basaltos, hawaiiitos, mugearitos, traqui-andesitos, tefrito-fonolitos, etc. (ROISENBERG et al., 1983). Os derrames são comumente estruturados em "pillow-lavas" e rícos em vesículas. Nos perfis das Figs. 2 e 3 estão localizadas as ocorrências de "pillow-lavas", estrutura vulcânica coerente com o ambiente marinho interpretado para a molasse precoce.

A MOLASSE TARDIA Compreende uma seqüência predominantemente continental, com possíveis depósitos marinho rasos na sua porção basal, próximos à borda oeste da bacia (Fig.3). Embora de forma bastante localizada, são reconhecidos derrames básicos e intermediários intercalados na base da seqüência, reunidos sob a denominação de Membro Rodeio Velho (RIBEIRO et al., 1966). Esta molasse, com base no perfil da Fig.3, tem espessura estimada em torno de 2.000 metros e apresenta-se suavemente dobrada em amplas sinclinais e anticlinais. Tal seqüência tem sido objeto de diversos estudos, entre os quais destacamos os de ROBERTSON (1966), RIBEIRO et al. (1966), TESSARI & PICADA (1966), TESSARI & GIFFONI (1970), RIBEIRO (1970), RIBEIRO & LICHTENBERG (1978), BECKER & FERNANDES (1982), FRAGOSO CESAR (1983) e FRAGOSO CESAR et al. (1984).

A molasse tardia apresenta amplas exposições, abrangendo aproximadamente 80% da área da bacia. Ocorre discordantemente sobre o embasamento e sobre os depósitos da molasse precoce. A relação estratigráfica entre as duas molasses é clara em quase toda a bacia. Entretanto, ao longo da margem oriental, torna-se difícil a definição precisa deste limite. Conforme verificado entre o Passo da Capela, a Serra da Boa Vista e a Serra dos Pereiras e, entre o Vale do Piquirí e o Rincão dos Mouras, a passagem parece ser transicional, tanto pela mudança das condições paleoambientais quanto tectônicas. A partir dos trabalhos de campo, em particular nos perfis regionais (Fig.3) e de detalhe (FRAGOSO CESAR et al., em preparação), foi possível caracterizar a molasse tardia como constituindo, no mínimo, depósitos formados nos seguintes ambientes deposicionais: (1) marinho raso (não excluindo a possibilidade de ser lacustre), tanto relacionados a leques costeiros quanto a seqüências de praia, somente reconhecidos na borda ocidental da bacia; (2) "piedmôntico", com fácies subaéreas na margem oriental e, em parte, subaquosa na ocidental; (3) fluvial entrelaçado, com fácies proximal e distal em relação aos leques; (4) deltáico, relacionado a entrada daqueles rios em corpos lacustres, gerando deltas de pequenas dimensões; e (5) eólico, marcando a presença de campos de dunas em vários trechos da bacia. No perfil da Fig.3 constata-se que os depósitos marinhos, "piedmôntico" e eólico tendem a ocupar a base da seqüência, enquanto os deltáicos, exceto nas proximidades do Arroio Olaria, ocupam a posição de topo. A porção intermediária é ocupada pelos depósitos fluviais, que são os mais abundantes da bacia.

Os depósitos basais da molasse tardia representam as porções distais de leques costeiros (ritmitos arenosos); a presença de arenitos com "wave ripples", intercalados nestes depósitos, indicam condições de águas rasas. Nos trechos onde a borda do corpo marinho (ou lacustre?) não se mostra influenciada por leques, ocorrem arenitos finos laminados ou com estratificação cruzada "hummocky", que sugerem deposição em ambiente acima do nível base de ação das ondas normais, com eventuais episódios de tempestades preservados.

Os depósitos de "piedmont" estudados referem-se a leques costeiros, superpostos aos depósitos marinhos rasos e a leques aluviais associados aos depósitos fluviais. Nos leques costeiros, ocorrem delgadas intercalações arenosas com "wave ripples", indicando meio subaquoso raso. Na Fig. 2 (perfil C-C') observa-se um exemplo de leque costeiro de pequenas dimensões. Nos leques aluviais, os ruditos gradam, lateral e verticalmente, para ortoconglomerados e arenitos com estratificações cruzadas acanaladas. Os melhores exemplos deste tipo de leque localizam-se na margem oriental da bacia, no Rincão dos Mouras, Serra dos Pereiras e na borda oriental da Serra das Encantadas (Figs. 1 e 3). Na porção sul da bacia esta fácies é bem representada, tanto no extremo SE (obs. dos autores) quanto na SW (BECKER & FERNANDES, 1982).

Os depósitos fluviais representam, possivelmente, a seqüência sedimentar mais característica, sendo reconhecida por praticamente todos os autores que já estudaram a Bacia do Camaquã. São seqüências depositadas por sistemas de canais entrelaçados ("braided") de alta (proximais) e média (distais) energia (FRAGOSO CESAR *et al.*, em preparação). Os depósitos fluviais proximais ocorrem intercalados ou nas proximidades dos leques aluviais; já os distais distribuem-se ao longo de praticamente toda a bacia. Os depósitos proximais são constituídos por ortoconglomerados com seixos imbricados, representando seqüências de barras superpostas, enquanto os distais, formados predominantemente por arenitos com estratificações cruzadas, representam a migração de formas de leito. Na porção central da bacia, tendendo a ocupar o topo da molasse tardia, ocorre uma seqüência deltáica, reconhecida e descrita primeiramente em FRAGOSO CESAR *et al.* (em preparação), constituída pela intercalação de delgadas camadas lenticulares de arenitos finos com ondulações cavalgantes ("climbing ripples") e marcas de ondulação no topo, separadas por pelitos, muitas vezes com níveis de fendas de ressecamento.

Depósitos eólicos têm sido reconhecidos em várias regiões da bacia: na porção sudoeste (BECKER & FERNANDES, 1982), sul (PACIOS & BORGES, 1979; in BECKER & FERNANDES, 1982), centro-sul (na região das Minas do Camaquã) e central (FRAGOSO CESAR *et al.*, em preparação). As três últimas ocorrências citadas estão dispostas ao longo de um alinhamento NE-SW, podendo pertencerem ao mesmo nível estratigráfico. A primeira, entretanto, situa-se mais a oeste, já sobre a borda cratônica. Estes depósitos são constituídos por arenitos finos e médios com estratificações cruzadas de grande porte, representando seqüências de dunas barcanas.

Rochas vulcânicas intercaladas na base da molasse tardia (Membro Ro deio Velho) são reconhecidas em duas regiões da bacia: próximo às Minas do Camaquã (RIBEIRO *et al.*, 1966) e na região do Passo do Tigre (BECKER & FERNANDES, 1982). Na primeira região, RIBEIRO *et al.* (1966) mapearam derrames, com cerca de 100 metros de espessura, de andesitos com vesículas alongadas devido ao fluxo da lava, ricos em vacúolos e amígdalas preenchidas por calcedônia, ametista, quartzo e carbonatos. Na Folha Passo do Tigre, BECKER & FERNANDES (1982) descreveram derrames andesíticos porfiríticos, também amigdalóides, enxames de diques de latitos porfirios, além de ignimbritos e tufos intercalados nos derrames. Estes, pelas relações de campo, mostram-se formados em condições subaéreas e, pelos dados geoquímicos, apresentam tendência alcalina (BECKER & FERNANDES, 1981).

ESTRUTURAS TECTÔNICAS DA BACIA DO CAMAQUÃ

As molasses da bacia do Camaquã mostram-se deformadas pelos últimos esforços compressivos que afetaram o Cinturão Dom Feliciano. Esta deformação registrou-se de várias maneiras, principalmente como dobras e falhas.

Os dobramentos ocorreram em duas fases: (1) gerando dobras D_1 , que apresentam, localmente, clivagem plano-axial S_1 ; gerando dobras D_2 , suas, de pequena amplitude e grande comprimento de onda. Enquanto a molasse precoce mostra-se afetada por D_1 , que dobra suas camadas em anticlinais e sinclinais de plano axial verticalizado e eixo com forte caimento para NE (Fig.2; vide também mapa da Folha de Bom Jardim, de RIBEIRO, 1970), a molasse tardia mostra-se afetada apenas pelas suaves dobras D_2 (Fig.3), de plano axial também verticalizado, porém com eixo sub horizontalizado, apresentando um leve caimento para NE. Isto justifica a definição dessas molasses como precoce (pré- D_1) e tardia (pós- D_1), caracterizando a discordância angular que as separa, pelo menos nas porções centrais e ocidentais da bacia.

As dobras D_1 , constatadas ao longo dos perfis da Fig.2, foram mapeadas na margem ocidental por RIBEIRO (1970), na mesma região onde os perfis foram realizados, sendo, aí, facilmente caracterizáveis.

Na margem oriental, entretanto, o padrão deformacional é bem mais complexo, sendo difícil analisar as dobras D_1 devido à intensidade dos falhamentos inversos, bem como os transcorrentes, que afetam a molasse precoce. Apenas em um perfil, realizado ao sul de Santana da Boa Vista, próximo à BR-392 (vide Fig.1), foi possível observar que D_1 é representada por dobras assimétricas, com camadas de suave a médio mergulho para o quadrante SE (20° - 45°) e forte mergulho para NW (50° - 80°), tendo, portanto, plano axial inclinado mergulhando para SE e vergente para NW. Em

outros trechos da margem oriental, a molasse apresenta-se em homoclinais com forte mergulho para NW.

As dobras D₂ são mais facilmente observáveis na porção central da bacia (Fig.3). A avaliação desta fase torna-se, igualmente, mais difícil quando a molasse tardia ocorre nas porções mais orientais. Nas regiões do Rincão dos Mouras, Serra dos Pereiras e Serra da Boa Vista, por exemplo, suas unidades ocorrem fortemente inclinadas, sendo, inclusive, difícil reconhecer a discordância que a separa da molasse precoce.

As falhas que afetam as molasses são inversas, transcorrentes e normais. As falhas inversas, aparentemente, relacionadas ao esforço compressivo que gerou D₁, tendo afetado apenas a molasse precoce. Estas falhas, mais intensamente ativas na borda leste da bacia, seccionaram a molasse embutindo-a tectonicamente em seu embasamento (RIBEIRO & FANTINEL, 1978). Destas fatias, separadas entre si por altos do embasamento, a mais notável aflora a leste de Santana da Boa Vista (Fig.1), sendo marginada por falhas inversas vergentes para NW. Possui largura sempre inferior a 8km e comprimento superior a 160km, mergulhando, em ambas extremidades, sob os depósitos da Bacia do Paraná. Fatias tectônicas de outras dimensões têm sido mapeadas. A mais oriental, até o momento reconhecida, situa-se nas cabeceiras do arroio Barroco, apresentando largura em torno de 300 metros e comprimento inferior a 6km (RIBEIRO, 1977).

As falhas transcorrentes, apesar de sua importância na estruturação da bacia, têm sido pouco estudadas. Sabe-se que afetam a molasse precoce, estando, em parte, conjugadas às falhas de empurrão. Localmente, aparentam ter sido reativadas após, ou concomitantemente, à deposição da molasse tardia, conforme relatado por PACIOS & BORGES (1979).

As falhas normais tiveram grande importância durante a deposição da molasse tardia, sendo responsáveis pela geração de grabens e semi-grabens de diversos tamanhos, nos quais depositaram-se seqüências molássicas continentais. Reativações concomitantes e posteriores à deposição da molasse são responsáveis pela atual geometria, na forma de um grande graben de orientação NE-SW, da Bacia do Camaquã.

A EVOLUÇÃO DA BACIA DO CAMAQUÃ E SUA RELAÇÃO COM A EVOLUÇÃO DO CINTURÃO DOM FELICIANO

As características paleoambientais e tectônicas, anteriormente discutidas, levam à consideração de que a Bacia do Camaquã corresponde a uma estrutura deposicional assimétrica, sendo inicialmente mais profunda na margem leste e rasa na oeste; e, além disso, os eventos deformacionais que a afetaram foram de maior intensidade na borda leste. Isto é compatível com sua definição como antefossa molássica, pois, na margem leste, concomitante à sua evolução, soerguia-se uma cadeia de montanhas, enquanto a oeste, tectonicamente mais estável, situava-se uma área cratônica.

A hipótese da assimetria da bacia é reforçada pelas características deposicionais, tanto da molasse precoce quanto da tardia: (1) na molasse precoce ocorrem depósitos de águas profundas sotopostos aos de água rasa na margem leste (caracterizando um estágio inicial de subsidência superior a sedimentação), enquanto a oeste, de acordo com os dados que dispomos, ocorrem apenas depósitos de águas rasas (sugerindo que a subsidência foi equilibrada com a sedimentação); (2) os depósitos rudíticos (de águas profundas e rasas) deste molasse são muito mais abundantes e espessos na margem oriental, predominando sobre os ritmitos, enquanto na ocidental a situação é inversa; (3) na molasse tardia, a ocorrência de depósitos marinhos (ou lacustres?) basais está restrita à borda oeste, enquanto na borda leste, aparentemente contemporâneos, desenvolveram-se possantes pacotes de leques aluviais, indicando que aquela região, que iniciara em condições marinho profundas, já estava intensamente soerguida.

Uma vez conhecidas as características gerais da bacia, dos ambientes deposicionais que formaram suas molasses e dos eventos que as afetaram, para bem caracterizar sua evolução seria necessário conhecer as fases e estilos deformacionais que afetaram o Cinturão Dom Feliciano como um todo ou o Grupo Porongos em particular. Desse modo, através de correlações estruturais, poder-se-ia entender a evolução da bacia e seu significado na história da faixa orogênica a qual ocorre associada e é geneticamente dependente. Infelizmente, não dispomos de tais dados e, aqueles encontrados na literatura são insuficientes ou inconclusivos.

Entretanto para, a nível de especulação, aventar uma hipótese evolutiva, podemos recorrer aos dados existentes sobre o Cinturão Dom Feliciano em Santa Catarina, onde, graças aos trabalhos de BASEI (1984) e CAMPOS NETO (1984), a correlação estrutural entre o Grupo Brusque (equivalente do Grupo Porongos) e o Grupo Itajaí (equivalente do Grupo Camaquã) encontra-se satisfatoriamente estabelecida. Os autores supra-citados também reconheceram duas fases de dobramentos, intercaladas por uma fase de falhas inversas ou de empurrão, na Bacia do Itajaí. Correlacionaram as dobras D₁ desta bacia com as dobras D₄ do Grupo Brusque, cujos metamorfitos sofreram cinco fases de deformação. As primeiras fases (D₁, D₂, D₃), são responsáveis pelo intenso espessamento crustal, ligado a cavalgamentos, dobramentos intrafoliais recumbentes, intrusões graníticas, etc., que iniciou o soerguimento do Cinturão Dom Feliciano. A D₄, correlata à D₁ do Grupo Itajaí, é a mais evidente, criando megadobras regionais, isópacas ou isópacas achatadas, normais ou com vergência para noroeste. Representam as grandes dobras paralelas à orientação do Cinturão Dom Feliciano, sendo, possivelmente, no Rio Grande do Sul representadas pelas grandes dobras do Grupo Porongos, que expõem seu embasamento (Fig.1). Relacionadas a esta fase de dobramentos, reativaram-se falhas inversas ou de empurrão, vergentes para noroeste. As dobras D₅, correlatas às D₂ do Grupo Itajaí, são de difícil caracterização nos metassedimentos, formando, principalmente, estruturas monoclinais.

Reunindo os elementos anteriormente discutidos e transpondo informações do Cinturão Dom Feliciano em Santa Catarina para o Rio Grande do Sul, podemos aventar a seguinte evolução para a Bacia do Camaquã, condicionada à evolução da faixa móvel associada:

- 1) Início do soerguimento das zonas mais internas do Cinturão Dom Feliciano, após as primeiras fases de dobramentos (D₁, D₂, D₃) vergentes para noroeste (com conseqüente espessamento e encurtamento crustal) e, individualização de uma bacia marinha alongada e assimétrica no seu limite com o Craton do Rio de La Plata;
- 2) Preenchimento sedimentar da bacia marinha por detritos imaturos, grau vâquicos e arcoseanos, oriundos da faixa móvel em soerguimento e, subordinadamente, da borda cratônica reativada. Depósitos marinhos, de profundos a rasos na margem leste e rasos na margem oeste, são formados. Instalam-se grandes pacotes rudíticos na margem leste. A margem ocidental é afetada por vulcanismo alcalino, possivelmente contemporâneo ao que afeta a borda cratônica reativada;
- 3) O Cinturão Dom Feliciano é afetado pela quarta fase de dobramentos (D₄), que também se reflete na molasse precoce (D₁), sendo mais intenso na margem leste da bacia;
- 4) No término da quarta fase de dobramentos, o Cinturão Dom Feliciano é afetado por falhas de empurrão vergentes para noroeste, que seccionam e embutem tectonicamente "fatias" da molasse precoce, tanto no Grupo Porongos como no embasamento pré-Brasiliano. Concomitantemente a este estágio, ocorre uma inversão de relevo na Bacia do Camaquã, mantendo em condições subaquosas (marinha ou lacustre?) apenas trechos de sua margem ocidental. A margem oriental, então subaérea, começa a fazer parte da cadeia de montanhas soerguida;
- 5) Inicia, paralelamente à inversão, a deposição da molasse tardia em estruturas tipo grabens e semi-grabens, localmente mantendo condições marinhas (ou lacustres?). Neste estágio, espessos pacotes rudíticos de leques aluviais e depósitos fluviais, proximais a distais, formam-se na margem oriental. Na borda ocidental, geram-se depósitos subaquosos, ligados a leques costeiros e a ambientes fora da influência destes. Na borda cratônica reativada formam-se seqüências similares às da margem oriental, porém, menos possantes. Em vários trechos da bacia predominam campos de dunas. Vulcanismo alcalino intercala-se nestes depósitos basais. As condições paleoclimáticas reinantes são, possivelmente, áridas ou semi-áridas;
- 6) Continua a deposição da molasse tardia, predominando depósitos fluviais, localmente invadindo corpos lacustres e formando seqüências deltaicas;
- 7) A fase final de dobramento (D₅) afeta o Cinturão Dom Feliciano, ondulando suavemente as molasses (D₂). Nesta fase, o tectonismo é mais intenso na borda leste da bacia. Falhas gravitacionais e, talvez, transcurrentes, são reativadas;

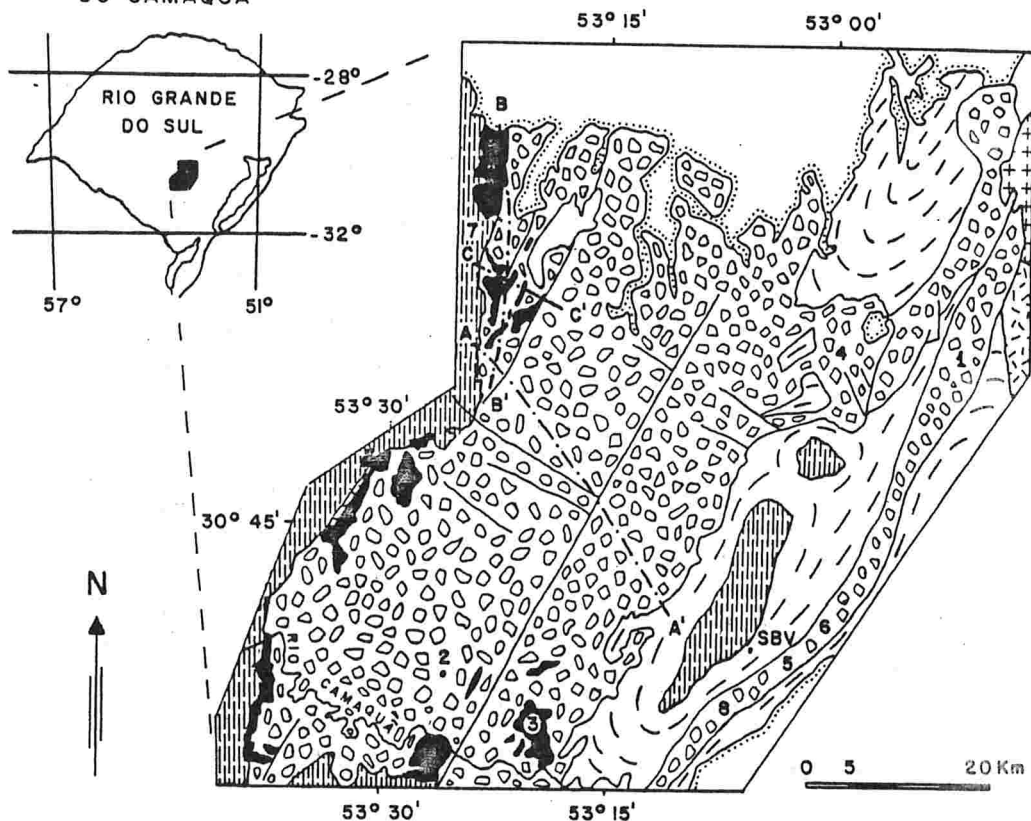
8) Encerra-se o Ciclo Brasileiro no Cinturão Dom Feliciano e começa a transição de condições paraplataformais para ortoplataformais no sul do Brasil.

BIBLIOGRAFIA

- ALMEIDA, F.F.M. 1969. Diferenciação tectônica da Plataforma Brasileira. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 23., Salvador, 1969. Anais, Salvador, SBG. v.1, p.29-46.
- BASEI, M.A.S. 1984. O Cinturão Dom Feliciano em Santa Catarina. São Paulo, Relatório FAPESP (inédito).
- BECKER, M.R. & FERNANDES, L.A.D. 1982. Caracterização faciológica de uma seqüência vulcano-sedimentar Eo-Paléozóica na folha de Passo do Tigre (RS). Acta Geológica Leopoldensia, São Leopoldo, 6(13):287-322.
- BERTRAND, M. 1897. Structure des Alpes françaises et recurrence de certains facies sedimentaires. In: Intern. Geol. Cong., 1894. Compte Rendu, p.161-77.
- BOUMA, A.H. 1962. Sedimentology of some flysch deposits. Amsterdam, Elsevier Publ. Co., 168p.
- CAMPOS NETO, M.C. 1984. Observações estruturais e estratigráficas no Cinturão Dom Feliciano em Santa Catarina. São Paulo, Relatório FAPESP (inédito).
- CARVALHO, P.F. 1932. Reconhecimento geológico no Estado do Rio Grande do Sul. Bol. Inst. Geol. Min. Brasil, Rio de Janeiro, 66:1-72.
- FERNANDES, L.A.D. & BECKER, M.R. 1981. Geologia da faixa II. Porto Alegre, UFRGS, Inst. Geoci. Trabalho de Graduação, Geociências, 290p. (inédito).
- FRAGOSO CESAR, A.R.S. 1980. O Cráton do Rio de La Plata e o Cinturão Dom Feliciano no Escudo Uruguaio - Sul-Riograndense. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 31., Camboriu, 1980. Anais, Camboriu, SBG. v.5, p.2879-92.
- . 1983. Evolução paleoambiental e tectônica da Bacia do Camaquã (RS): uma introdução. Porto Alegre, UFRGS, Curso de Pós-Graduação. Dissertação Mestrado, Geociências (inédito).
- ; LAVINA, E.L.; PAIM, P.S.G.; FACCINI, U. Contribuição ao estudo dos ambientes antigos de sedimentação da Bacia do Camaquã, RS (em preparação).
- ; WERNICK, E.; SOLIANI Jr., E. 1982. Associações petrotectônicas do Cinturão Dom Feliciano (SE da Plataforma Sul-Americana). In: Congresso Brasileiro de Geologia, 32., Salvador, 1982. Anais, Salvador, SBG. v.1, p.1-12.
- GONZALEZ, M. & TEIXEIRA, G. 1980. Considerações sobre estratigrafia e ambiente de sedimentação na região das Minas do Camaquã e Jazida Santa Maria, RS. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 31., Camboriu, 1980. Anais, Camboriu, SGB. v.3, p.1513-24.
- HAUG, E. 1900. Les geosynclinaux et les aires continentales: contribution a l'étude des transgressions et des regressions marines. Soc. Géol. France Bull., 3(28):617-711.
- KING, P.B. 1959. The evolution of North America. Princeton, Princeton Univ. Press, 190p.
- KOLLING, S.L. 1979. Projeto Cerro da Árvore. Companhia Brasileira de Cobre, Relatório Interno.
- PACIOS, V.M. & BORGES, W.R. 1978. Geologia da faixa II. Porto Alegre, UFRGS, Inst. Geoci. Trabalho de Graduação, Geociências (inédito).
- RIBEIRO, M. 1977. Mapa geológico da quadrícula de Piratini; Sub-Projeto Piratini. Publ. Avulsa FBZ 2, Porto Alegre, Fund. Zool. RS, escala 1:50 000.
- ; BOCCHI, P.R.; FIGUEIREDO F., P.M.; TESSARI, R.I. 1966. Geologia da quadrícula de Caçapava do Sul, Rio Grande do Sul. Bol. Div. Fom. Prod. Min. Bras., Rio de Janeiro, 127:1-232.
- & FANTINEL, L.M. 1978. Associações petrotectônicas do Escudo sul-riograndense: I Tabulação e distribuição das associações petrotectônicas do Escudo do Rio Grande do Sul. Iheringia, Porto Alegre, FZB, Ser. Geol., 5:19-54.
- & LICHTENBERG, G. 1978. Síntese da geologia do Escudo do Rio Grande do Sul. Congresso Brasileiro de Geologia, 30., Recife, 1978. Anais, Recife, SBG. v.6, p.2451-63.

- ROBERTSON, J.F. 1966. Revision of the stratigraphy and nomenclature of rocks units in the Caçapava-Lavras region, State of Rio Grande do Sul, Brazil. Esc. Geol., UFRGS, Porto Alegre, 1(2):41-54.
- ROISENBERG, A.; LOSS, E.L.; ALTAMIRANO, J.A.F.; FERREIRA, A.C. 1983. Aspectos petrológicos e geoquímicos do vulcanismo Pré-Cambriano / Eo-Paleozóico do R.G.S. com base nos elementos maiores. In: Simpósio Sul-Brasileiro de Geologia, 1., Porto Alegre, 1983. Atas, Porto Alegre, SBG. v.1, p.237-85.
- SANTOS, E.L.; BECKEL, J.; MACEDO, P.M.; GONZALEZ Fº, F.; CHABAM, N. 1978. Divisão litoestratigráfica do Eo-Cambriano - Pré-Cambriano Superior do Escudo Sul-Riograndense. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 30., Recife, 1978. Anais, Recife, SBG. v.2, p.670-84.
- STUDER, B. 1825. Beyträge zu einer monographie der molasse. Bern, C.A. Jenni, 427p.
- TEIXEIRA, G.; GONZALEZ, A.P.; GONZALEZ, M.; LICHT, O. 1978. Contribuição ao estudo das mineralizações cupríferas disseminadas no Distrito Minas do Camaquã. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 30., Recife, 1978. Anais, Recife, SBG. v.6, p.1644-54.
- TESSARI, R.I. & GIFFONI, L.E. 1970. Geologia da região de Piratini, Pinheiro Machado e Bagé, Rio Grande do Sul. Bol. Div. Geol. Min., DNPM, Rio de Janeiro, 246.
- & GIFFONI, L.E. 1970. Geologia da quadrícula de Encruzilhada do Sul, Rio Grande do Sul, Brasil. Bol. Div. Fom. Prod. Min., DNPM, Rio de Janeiro, 124.
- VAN HOUTEN, F.B. 1974. Northern Alpine molasse and similar Cenozoic sequences of southern Europe. Modern and ancient geosynclinal sedimentation. In: DOTT Jr, R.H. & SHAVER, R. (eds.). Spec. Publ., Soc. Econ. Paleont. Min., 19:260-73.

LOCALIZAÇÃO DA BACIA DO CAMAQUÃ



- COBERTURA FANEROZÓICA
- SIENITO PIQUIRI
- MOLASSAS CLÁSTICAS
- MOLASSAS VULCÂNICAS
- COMPLEXO GRANÍTICO ENCRUZILHADA DO SUL
- SUPRACRUSTAIS METAMÓRFICAS (GRUPO PORONGOS)
- EMBASAMENTO PRÉ-BRASILIANO

- FALHAS INDIFERENCIADAS
- CONTATOS GEOLÓGICOS
- PERFIS REGIONAIS (FIGS. 2 e 3)

LOCALIDADES CITADAS NO TEXTO

- SBV = SANTANA DA BOA VISTA
- 1. VALE DO PIQUIRI
- 2. MINAS DO CAMAQUÃ
- 3. RODEIO VELHO
- 4. RINCÃO DOS MOURAS
- 5. PASSO DA CAPELA
- 6. SERRA DA BOA VISTA
- 7. PICADA DOS TOCOS
- 8. PERFIL AO SUL DA BR 392

Fig. I - A BACIA DO CAMAQUÃ, SEUS LIMITES E PRINCIPAIS UNIDADES LITOESTRATIGRÁFICAS