

O CRÁTON DO RIO DE LA PLATA E O CINTURÃO DOM FELICIANO NO ESCUDO URUGUAIO – SUL – RIOGRANDENSE

Antônio Romalino S. Fragoso Cesar
PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOCIÊNCIAS
UFRGS

ABSTRACT

New considerations on the distribution and correlation of the units which make up the Pré-Devonian embasement of Uruguay and Rio Grande do Sul are presented in this paper.

A study performed on the Uruguayan-Sul-Rio-grandense Shield allowed to define two first-order structures: (1) the Rio de La Plata Craton, individualized during the Brazilian Cycle, and (2) the Dom Feliciano Belt, which represents the litho-structural end-product of thermo-tectonic activity during that cycle.

The Rio de La Plata Craton represents a remaining cratonic core, saved from Brazilian regeneration, situated in the southeastern part of the South American Platform. It contains Lower Proterozoic (and Archaean ?) units, comprising granite-gneissic terranes associated to volcanic-sedimentary rocks (greenstone belt type) and a cratonic cover due to the instability established in its eastern border during the Brazilian Cycle.

The Dom Feliciano Belt is a mobile belt oriented NE-SW and marginally located to the Rio de La Plata Craton. It is characterized by an intensively faulted Central Zone including batholithic granite complexes (syn, late and post-tectonic) with associated migmatite remainders and two structurally conformable limbs (Western and Eastern Limbs), which encircle this zone, where Brazilian orogenic sequences outcrop, as well as molassic deposits and related granites. The Western Limb shows a tectonic vergence, that is, in the direction of the Rio de La Plata Craton.

A transitional limit is found in Uruguay between the craton and the mobile belt, that is, the old cratonic gneisses extend into the belt area serving as embasement to Brazilian orogenic sequences while in Rio Grande do Sul State this limit is roughly marked by the axis of the Camaquã Basin.

1. INTRODUÇÃO.

Este trabalho é uma tentativa de síntese da geologia do Escudo Uruguaio-Sul-Rio-grandense. Baseia-se, fundamentalmente, em uma ampla e crítica revisão bibliográfica que envolve desde os trabalhos pioneiros de Carvalho (1932), no Rio Grande do Sul, e de Mac Millan (1933), no Uruguai, até os mais recentes (Ferrando & Fernandez, 1971; Picada, 1971; Carraro et al., 1974; Bossi et al., 1975; Ribeiro & Fantinel, 1978; Jost & Bitemcourt, 1980; e outros). Subordinadamente, deriva de sugestões e discussões com diversos autores do Rio Grande do Sul estudiosos destas rochas antigas.

A área Sul-Rio-grandense deste escudo é considerada com mais ênfase devido, em grande parte, a limitada bibliografia uruguaia disponível e a ausência de contatos diretos do autor com a geologia daquele país. Por outro lado, entretanto, o maior número de trabalhos de detalhe efetuados no Rio Grande do Sul é compensado pelo mais importante acervo de dados geocronológicos obtidos nas rochas antigas do Uruguai.

Como consequência do levantamento bibliográfico tornou-se possível uma tentativa de correlação entre as unidades lito-estratigráficas e/ou lito-estruturais pertencentes ao Uruguai e Rio Grande do Sul. De inestimável valia para estas correlações foi o ajuste geométrico obtido entre a Carta Geológica del Uruguay (Bossi et al., 1975) e o Mapa Geológico de Estado do Rio Grande do Sul (Carraro et al., 1974), ambos na escala 1:1 000 000, que permitiu visualizar a disposição destas lito-estruturas e, em alguns casos, sua continuidade em ambas as regiões, principalmente nas localidades mais orientais.

2879 -

Esta metodologia de trabalho permitiu, enfim, o reconhecimento de duas grandes estruturas comuns ao Uruguai e ao Rio Grande do Sul: o Cráton do Rio de La Plata (Almeida et al., 1973) e o Cinturão Dom Feliciano* (Figs. 1 e 2). Estas estruturas, embora não assim denominadas, já haviam sido apontadas por Bossi et al. (1967), no Uruguai, ao ser percebido que os epimetamorfitos do Grupo Lavalleya e os complexos granítico-migmatíticos associados correspondem a um ciclo orogênico "jovem" (Baikaliano), claramente separável das rochas mais antigas da porção ocidental do Escudo Uruguaio. Posteriormente, Ferrando & Fernandez (1971) denominaram esta área ocidental de "Zocalo Predevoniano de la cuenca del Rio de La Plata" e, à lito-estrutura mais jovem, de "Zocalo del Este y Sureste". No Rio Grande do Sul, estas unidades equivalem, de certo modo, às "Zona Oeste e Zona Leste" de Ribeiro & Fantinel (1978), interpretadas, por estes autores, como "duas faixas orogênicas de idade brasileira correndo paralelamente na direção nordeste-sudoeste".

O presente trabalho adota, também para o Rio Grande do Sul, o conceito de Bossi et al. (1967)-Ferrando & Fernandez (1971) por entendê-lo como o mais coerente frente aos dados geológico-geocronológicos disponíveis.

2. O CRÁTON DO RIO DE LA PLATA.

O núcleo cratônico da porção sudeste da Plataforma Sul-Americana (Almeida, 1971), pouco pela atividade termo-tectônica do Proterozóico Superior (Ciclo Brasileiro), tem recebido a denominação de Cráton do Rio de La Plata (Almeida et al., 1973). Segundo estes autores, as áreas de ocorrência deste cráton envolveriam localidades argentinas (Sierras Baya, Azul e Tandil) e a porção ocidental do Escudo Uruguaio.

No presente trabalho, além das áreas supra mencionadas, é acrescentada a região situada a Oeste da Bacia do Camaquã no Escudo Sul-Riograndense, conforme já suscitado por Hasui et al. (1978). Por outro lado, a continuidade em Santa Catarina do Cinturão Dom Feliciano (Fig. 2) sugere que o Maciço Mediano de Joinville (Hasui et al., 1975) representa um acunhamento do Cráton do Rio de La Plata entre esta faixa móvel e aquela caracterizada pela Faixa de Dobramentos de Apiaí (Hasui et al., op cit).

O Cráton do Rio de La Plata é limitado à Leste pelo Cinturão Dom Feliciano; a Norte e Oeste pelos depósitos da Bacia do Paraná; e, a Sul, por sedimentitos Cenozóicos. O limite Cráton do Rio de La Plata-Cinturão Dom Feliciano equivale, no Rio Grande do Sul, à faixa denominada de "Zona Mediana" (Ribeiro & Fantinel, 1978) e, no Uruguai, ao correlato "Limite Orogênico" (Ferrando & Fernandez, 1971). Conforme reconhecido no Rio Grande do Sul, este limite é representado por uma zona de imbricações tectônicas onde, através de complexo arranjo estrutural, estas grandes unidades transicionam uma para outra (Ribeiro & Fantinel, 1978). De qualquer forma, esta transição só é verificável, no Rio Grande do Sul, em uma fração muito limitada pois, em sua maior parte, a zona limítrofe é representada por uma calha tectônica recheada por depósitos molássicos (Bacia do Camaquã).

A região do Cráton do Rio de La Plata que bordejia o Cinturão Dom Feliciano apresenta intenso rejuvenescimento isotópico que concorre para dificultar o traçado do limite entre estas unidades geotectônicas. Este rejuvenescimento derivou da instabilidade termo-tectônica que afetou esta área durante o Ciclo Brasileiro; sendo esta representada por uma faixa paralela ao Cinturão Dom Feliciano e que possui cerca de uma centena de quilômetros de largura. Tem-se observado no Uruguai (Ferrando & Fernandez, 1971) que as idades antigas decrescem rapidamente, de Oeste para Leste, até mostrarem-se coerentes com as Brasileiras, quando as amostras analisadas pertencem a esta faixa rejuvenescida.

Em base aos dados geológico-geocronológicos disponíveis pode-se reconhecer, na área cratônica, complexos lito-estruturais pré-Brasiliano e uma cobertura Brasileira. As unidades pré-Brasilianas são constituídas por terrenos gnáissico-graníticos e cinturões vulcano-sedimentares. Por sua parte, a cobertura Brasileira é representada pela Formação Maricá, Grupo Bom Jardim & Granitos Associados e Grupo Camaquã.

2.1. Terrenos Gnáissico-Graníticos.

Rochas gnáissicas e graníticas são as litologias dominantes no Cráton do Rio de La Plata. Estas, para efeito de descrição e melhor compreensão, são subdivididas em gra-

* Picada (1971) empregou o termo "Cráton Dom Feliciano" para os complexos granítico-migmatíticos da borda oriental do Escudo Sul-Riograndense. Posteriormente, Hasui et al. (1975) demonstraram a inadequabilidade do termo "cráton" para esta unidade, preferindo denominá-la de Maciço Mediano de Pelotas. No presente trabalho, entendendo que este maciço e suas faixas de dobramentos laterais apresentam características bastante similares as de um "mobile belt" e, devido a prioridade da expressão "Dom Feliciano" para sua conceituação geotectônica, optou-se por denominá-lo de CINTURÃO DOM FELICIANO.

níticas, migmatíticas e granulíticas.

As rochas graníticas, em base as suas relações de campo, fábrica, composição e dados geocronológicos, podem ser agrupados em dois tipos distintos: (1) um mais antigo, parcialmente gnaissóide, associado a migmatitos e, em algumas localidades, tendendo a se interpor entre os cinturões vulcano-sedimentares e os terrenos gnáissicos circundantes ("granitos sinorogênicos"; Bossi et al., 1975); e, (2) outro, posterior, mais homogêneo, com tendência leucocrática e claramente intrusivo em rochas gnáissicas e nos cinturões vulcano-sedimentares (" granitos tardi-postorogênicos"; Bossi et al., op cit).

Os dados geocronológicos obtidos no Uruguai (Hart, 1966; Umpierre & Halpern, 1971) apontam idades compreendidas entre 2030-1970 m.a. (Rb-Sr) para os granitóides do 1º tipo. Estes ocorrem como granitos associados a migmatitos (Complexos de Carmelo, Conchilhas, Minuano, e Florida) ou bordejando os cinturões vulcano-sedimentares de Paso Severino (Complexo de San Jose, por ex.- Fig. 3) e de Arroyo Grande (Complexos de Yi e Feliciano). No Rio Grande do Sul, existem citações de granitóides deste tipo como, por exemplo, os granitos gnáissicos citados por Ribeiro & Fantinel (1978). Por outro lado, é possível que grande parte das áreas mapeadas, tanto no Rio Grande do Sul como no Uruguai, sob a denominação de "migmatitos homogêneos" venha a ser incluída neste caso.

O segundo tipo de granitos apresenta idades em torno de 1900 m.a. (in Ferrando & Fernandez, 1971). Este é representado por "stocks" intrusivos tanto nos terrenos gnáissicos como nos cinturões vulcano-sedimentares de Arroyo Grande (Complexo Marinho e "stocks" de leucogranitos) e de Paso Severino (granitos Sierra Mahoma, Arroyo de La Virgen, e outros). Petrograficamente, estes granitóides variam desde granodioritos com hornblenda e biotita (tardi-tectônicos) até granitos pós-tectônicos ricos em K-feldspatos (Ferrando & Fernandez, 1971; Fernandez & Preciozzi, 1974; Bossi et al., 1975). Até o presente, não se conhece referências, no Rio Grande do Sul, deste 2º tipo de granitos. Entretanto, no Cinturão do Rio Vacacaí, são conhecidas intrusões de rochas graníticas similares, tanto na ambiência geotectônica como na composição, porém de idades Brasilianas.

As rochas migmatíticas tem tido seus paleossomas, restitos e enclaves descritos como biotita e/ou hornblenda gnaisses, localmente contendo granada, estauroilita ou sillimanita, gnaisses a duas micas, gnaisses blastomiloníticos, anfibolitos, ultramafitos e lentes de mármore e de quartzitos; com neossomas granítico-granodiorítico variando texturalmente de aplítico a pegmatóide (Coñi et al., 1962; Jost & Villwock, 1966 ; Ribeiro et al., 1966; Tessari & Giffoni, 1970; Bossi et al., 1975; Ribeiro & Fantinel, 1978).

A idade de migmatização destas rochas gnáissicas, considerando sua íntima associação com os granitóides do 1º tipo, deve ser Transamazônica.

As rochas granulíticas são reconhecidas em quatro regiões: porção oriental do Município de Dom Pedrito (Complexo Santa Maria Chico; Nardi & Hartmann, 1979), no Rio Grande do Sul e, no Uruguai, na região de Arroyo Tornero e vizinhanças das localidades de Valentines e Ismael Cortinas (Ferrando & Fernandez, 1971; Bossi et al., 1975).

As descrições mais detalhadas destas litologias são devidas a Nardi & Hartmann (op cit) que apontam, para o Complexo Santa Maria Chico, gnáisses quartzofeldspáticos e básicos, metapelitos, ultramafitos e pequenas lentes de mármore; com hiperstênio ocorrendo regionalmente em várias destas unidades. Os granulitos do Uruguai, segundo Bossi et al. (1975), são constituídos por gnáisses plagioclásicos, com piroxênio e granada, piroxenitos e quartzitos piroxênicos e/ou magnetíticos.

A idade destes granulitos ainda não foi determinada radiométricamente. Entretanto, Nardi & Hartmann (1979) interpretam-na como sendo Arqueana, o que é coerente com os dados geocronológicos obtidos na porção do cráton que ocorre em Santa Catarina (Fig. 2) onde ultramafitos da fácies granulitos apresentam cifras entre 2300-2800 m.a., bem como outras com cerca de 3400 m.a. (Bartorelli et al., 1968; Minioli, 1972; Cordani, 1974; in Hartmann et al., 1979).

2.2. Cinturões Vulcano-Sedimentares.

Em contraparte às rochas migmatíticas e granulíticas, cuja história evolutiva é extremamente complexa, ocorre no Cráton do Rio de La Plata cinturões de rochas vulcano-sedimentares. Nestes, apesar da deformação e metamorfismo que os afetaram, são localmente reconhecíveis estruturas vulcânicas e sedimentares que permitem uma análise mais adequada de sua evolução geológica. Estas seqüências supra-crustais, apesar da insuficiência de dados geocronológicos e ausência de trabalhos estruturais e geoquímicos, apresentam as características gerais das lito-estruturas denominadas na literatura geológica de "greenstone belts" (Anhaeuser et al., 1969; Glikson, 1976; e vários autores in Windley - ed -, 1976). Estas características, além das relações com as rochas migmatíticas e graníticas já discutidas, são: litologias e sua faciologia metamórfica;

pequenas áreas de ocorrência (500 - 2.000 km²) e irregularidade de suas formas.

Estes cinturões vulcano-sedimentares são claramente definíveis em três regiões do Cráton do Rio de La Plata: (1) no Sul do Uruguai, ocorre o Cinturão do Paso Severino (= Formação Paso Severino; Bossi et al., 1965) com cerca de 1.500 km² de área aflorante e forma arqueada (ver Fig. 3); (2) no extremo Noroeste da porção uruguaia do escudo se localiza o Cinturão de Arroyo Grande (= Formação Arroyo Grande; in Ferrando & Fernandez, 1971), com forma lenticular alongada na direção Este - Oeste e cerca de 500 km² de afloramento; e, (3) no lado ocidental da porção Sul-Riograndense do escudo se localiza o Cinturão do Rio Vacacaí (= Formações Cerro Mantiqueira, Cerro do Ouro e Vacacaí; Goñi et al., 1962) que, desconsiderando a cobertura Brasileira, aparentemente possui uma forma em "bumerangue" nucleado por rochas gnáissicas e com área ades coberto em torno de 2.000 km².

O metamorfismo que afetou as seqüências destes cinturões foi predominantemente do fácies xistos verdes (Jost, 1970a-b; Ferrando & Fernandez, 1971; Bossi et al., 1975; Ribeiro & Fantinel, 1978; Macedo et al., 1978; Szubert, 1978; e outros). Entretanto, localmente são reconhecíveis xistos pelíticos com almandina e estauroilita, alguns com an dalusita ou cianita (Ferrando & Fernandez, 1971). Este acréscimo de metamorfismo parece estar relacionado à proximidade das bordas dos cinturões, pois Bossi et al. (1975) referindo-se ao Cinturão do Arroyo Grande citam que o metamorfismo epizonal eleva-se a mesozonal em direção ao bordo Norte. Da mesma maneira, Ribeiro & Fantinel (1978) apontam o acréscimo de grau baixo para médio em direção ao limite oriental do Cinturão do Rio Vacacaí, na região ao Sul de Caçapava, relacionando-o a um possível "domo termal".

Os tipos litológicos ocorrentes nestes cinturões podem ser separados em duas unidades distintas, uma ortometamórfica e outra parametamórfica.

Litologias Ortometamórficas: No Cinturão do Rio Vacacaí, estas são constituídas essencialmente por litologias ultramáfica-máficas (dunitos, peridotitos, piroxenitos, gabros e basaltos) modificadas por efeitos metamórficos (associados à cataclase e hidrotermalismo) para serpentinitos, xistos magnesianos, etc. (Goñi et al., 1962; Jost & Villwock, 1966; Jost, 1966, 1970b; Villwock & Loss, 1970; Issler et al., 1967; Szubert, 1978). Algumas rochas mais ácidas, tais como andesitos, dacitos, riódacitos, latito-traquito, etc., foram descritas na região de Palmas por Szubert (1978). As rochas extrusivas desta associação são representadas por derrames e produtos pirovulcano-epiclásticos intercalados. Estes derrames localmente apresentam estruturas "pillow" (Macedo et al., 1978) e texturas residuais porfíricas e amigdalóides (Jost, 1966; Ribeiro, 1970; Szubert, 1978; Macedo et al., 1978). As "pillow lavas" são identificadas em meta-espilitos (Labonne, 1977; Hartmann, 1978; in Macedo et al., 1978) que capeiam meta-basaltos maciços, localmente amigdalóides, com caráter toleítico (Hartmann, 1978; in Macedo et al., 1978), reconhecidos na região a Sul de Caçapava. Localmente, estes ortometamorfitos se entremiam com meta-pelitos e meta-cherts mais ou menos ferruginosos (Szubert, 1978; Macedo et al., 1978).

No Cinturão do Arroyo Grande (Fernandez & Preciozzi, 1974) foram descritos metagabros básicos com textura porfírica preservada, anfíbolitos plagioclásicos com pequenas amígdalas deformadas de quartzo e xistos verdes com textura variável de lepidoblástica a cataclástica. No Cinturão do Paso Severino, as litologias ortometamórficas são representadas, segundo Bossi et al. (1975), por metalavas, prasinitos, epidotitos e xistos verdes. No extremo sudoeste deste cinturão, estas litologias se associam com meta-riolitos, meta-grauvacas e xistos talcosos (Bossi et al., op cit).

Litologias Parametamórficas: o fácies melhor desenvolvido desta unidade possui natureza flyschóide, conforme reconhecido no Cinturão do Rio Vacacaí (Jost, 1970a; Szubert, 1978; Ribeiro, 1970; Ribeiro & Fantinel, 1978; Ribeiro & Lichtenberg, 1978). Esta fácies é representada por uma espessa seqüência de filitos e xistos, de composição pelítica e quartzo-feldspática, com alternância rítmica de camadas arenosas com siltecas ou argilosas (Ribeiro & Fantinel, 1978). Rochas filitosas com seixos e matacões esparsos (mixtitos) são reconhecidas no Cinturão do Rio Vacacaí, tanto em Caçapava (Ribeiro & Fantinel, 1978) como em Ibaré (Nota do autor), e no Cinturão do Arroyo Grande (Fernandez & Preciozzi, 1974).

Outro fácies localmente desenvolvido é o rudítico, que reúne conglomerados polimícticos e arcóseos conglomeráticos (Jost, 1970a; Fernandez & Preciozzi, 1974). Em geral estes materiais clásticos derivam de uma área fonte granitóide (Jost, 1970a); sendo que localmente os seixos destas litologias apresentam intensa deformação e consequente orientação (Fernandez & Preciozzi, 1974; Bossi et al., 1975). Nos fácies arenosos aparecem estruturas sedimentares primárias, tais como acamamento gradacional e estratificação cruzada (Jost, 1970a; Fernandez & Preciozzi, 1974).

O fácies químico é representado por mármores puros e impuros derivados de rochas carbonáticas calcíticas (por ex., a jazida de Palmas) e dolomíticas, bem como calco argilosas. Estas litologias são reconhecidas em todos os cinturões (exceto, aparentemente, em Arroyo Grande) e ocorrem na forma de lentes de tamanhos variados.

Uma idade Transamazônica é sugerida como mínima para os cinturões vulcano-sedimentares. Essa asserção baseia-se nos seguintes dados: os "stocks" graníticos intrudidos nas seqüências supra-crustais do Uruguai possuem idades em torno de 1.900 m.a. (in Ferrando & Fernandez, 1971) e, o Gabro de Mata Grande (Issler et al., 1967), localizado na porção noroeste do Cinturão do Rio Vacacaí, foi datado pelo método K-Ar fornecendo uma cifra de 2.030 m.a. (Issler et al., 1973).

2.3. Cobertura Brasileira.

Em profunda discordância erosiva e angular, os complexos lito-estruturais Transamazônicos são cobertos por unidades brasileiras relacionadas à instabilidade que afetou a borda oriental do Cráton do Rio de La Plata durante o Ciclo Brasileiro. Estas unidades são representadas por seqüências marinho-transicionais (Formação Maricá), complexos plutono-vulcano-sedimentares (Grupo Bom Jardim & Granitos Associados) e depósitos flúvio-lacustres (Grupo Camaquã). No Uruguai, esta cobertura é constituída apenas por pequenas "ilhas" da Formação Piedras de Afilar. "Stocks" graníticos de tamanho reduzido também são individualizados (in Bossi et al., 1975). No presente item apenas discutir-se-á as unidades Sul-Riograndenses, visto a ausência de dados de suas correlatas Uruguaias.

A Formação Maricá (Leinz et al., 1941), ou Formação Pessegueiros (Santos et al., 1978), representa a primeira cobertura Brasileira do Cráton do Rio de La Plata e repousa discordantemente sob as unidades mais jovens. Segundo Ribeiro & Lichtenberg (1978), esta formação é constituída por uma espessa sucessão de estratos de arcóseos intercalados com grauvaques laminados. Conforme Santos et al. (1978) esta unidade engloba, ainda, vulcanitos de composição intermediária a ácida subordinados. Localmente, estas litologias denotam terem sofrido metamorfismo regional de soterramento (graus baixo e muito baixo), de contato junto ao granito de Lavras do Sul e dobramentos regionais segundo um padrão senoidal, com faixas de recumbência e cavalgamento, ruptura e cataclase (Ribeiro & Fantinel, 1978). Esta deformação está relacionada a deslocamento de blocos rígidos do embasamento, entre falhas transcurrentes (NE-SW), com "décollement" da cobertura em "fronts" de empurrões vergentes para sudoeste com largas faixas de cisalhamento, arqueamentos frontais e imbricações com inversão das relações de superposição originais, envolvendo a Formação Maricá e a base do Grupo Bom Jardim (Ribeiro, 1978).

O Grupo Bom Jardim (Ribeiro et al., 1966) está representado por ciclos de derrames andesítico-riolíticos que se entremeiam com litologias piroclásticas e epiclásticas com forte contribuição do embasamento. Este conjunto é intrudido por diques de rochas que variam composicionalmente de básicas a ácidas, e por "stocks" granítico-granodioríticos.

Este grupo é divisível em duas unidades separadas por uma discordância angular: uma inferior denominada Formação Cerro dos Martins (Santos et al., 1978), e outra superior conhecida como Formação Acampamento Velho (Cordani et al., 1974). Por sua vez a unidade inferior possui dois lito-fácies distintos: um vulcanogênico (Andesito Hirlário; Robertson, 1966) e outro sedimentogênico que tem recebido várias denominações: Formação Arroio dos Nobres (Ribeiro et al., 1966), Formação Vargas (Ribeiro & Fantinel, 1978) ou Membro Arroio dos Nobres (Santos et al., 1978). Salienta-se, entre tanto, que a localidade tipo destas denominações situa-se na área do Cinturão Dom Feliciano, dificultando qualquer correlação.

O fácies vulcanogênico da Formação Cerro dos Martins é constituída, essencialmente, por intrusões e lavas andesíticas, tufos, brechas vulcânicas, conglomerados vulcânicos e grauvaques (Robertson, 1966). Por outro lado, o fácies sedimentogênico possui conglomerados arcoseanos e fanglomerados, arenitos arcoseanos e siltitos. Os complexos granítico-granodioríticos intrudidos nestas litologias, ou correlatos as estas intrusões, são conhecidos sob as denominações de granitos de Lavras (Leinz et al., 1941), Caçapava (Leinz et al., 1941) e Jaguarí (Jost & Villwock, 1966).

A Formação Acampamento Velho é constituída por derrames sub-aéreos de riolitos e dacitos, e piroclásticas ácidas associadas (Ribeiro et al., 1966). As rochas graníticas co-genéticas são denominadas de granitos de São Sepé, Cerro da Cria e Ramada (Ribeiro et al., 1966; Leinz et al., 1941).

Grupo Camaquã: esta unidade, separável em duas formações discordantemente dispostas (Formações Santa Bárbara e Guaritas; Robertson, 1966) é constituída por depósitos continentais com lavas andesíticas amigdalóides nas camadas basais. Dentro da área cratônica, este grupo está condicionado à Bacia de Santa Bárbara: bifurcação estrutural da Bacia do Camaquã.

A idade das unidades constituintes da cobertura Brasileira é inferida em base aos dados radiométricos obtidos nas intrusivas graníticas (Cordani et al., 1974). O granito de Lavras, intrusivo nas Formações Maricá e Cerro dos Martins, apresenta história evolutiva complexa (assim como seus correlatos Caçapava e Jaguarí), com idades

de 610 e 525 m.a. (Rb-Sr). Os Granitos de São Sepé, Ramada e Cerro da Cria, bem como riolitos da Formação Acampamento Velho, apresentam isócronas de referência Rb-Sr de 525 m.a.. Estes dados apontam, para as Formações Maricá e Cerro dos Martins, idades superiores a 610 m.a., isto é, Pré-Cambriano Superior; Cambriano para a Formação Acampamento Velho; e, possivelmente, Ordoviciano para o Grupo Camaquã.

3. O CINTURÃO DOM FELICIANO.

O Cinturão Dom Feliciano é a faixa móvel marginal ao Cráton do Rio de La Plata (Figs. 1 e 2). Esta unidade lito-estrutural de primeira grandeza derivou da regeneração Brasileira atuante na porção sudeste da Plataforma Sul-Americana; sendo caracterizada por complexos metamórfico-migmatítico-graníticos que se distribuem em três bandas paralelas que, informalmente, denominamos de Zona Central, Flanco Ocidental e Flanco Oriental (Fig. 2).

A concordância regional entre estas bandas pode ser observada em estruturas que variam desde espessas faixas de cataclasitos e milonitos até pequenas falhas; disposição dos corpos granitóides; eixos de dobras de distintas litologias, de filitos a migmatitos; alinhamento de minerais filiformes e placóides; etc., além da própria relação entre elas.

O limite entre as três bandas é reconhecido pela existência de fraturas profundas, com importante rejeito horizontal e vertical, responsáveis pela justaposição destas unidades. O limite Zona Central-Flanco Ocidental, no Rio Grande do Sul, esta caracterizada pela "Zona de Fraturas Profundas da Dorsal do Canguçu" (Picada, 1971); cujos produtos litológicos são correlatos aos que, no Uruguai, são englobados na Formação Sierra Ballena, de caráter blastomilonítico (Bossi et al., 1975). Esta zona de fraturas, que aflora quase continuamente desde São Jerônimo (RS) até Punta Ballena (U) por mais de 700 km., é caracterizada essencialmente por rochas cataclásticas e miloníticas: "ectinitos" (quartzitos e xistos à sericita: Picada, 1965, 1971; quartzitos à muscovita e/ou glaucofano da Formação Sierra Ballena: Bossi et al., 1975); gnáisses oftálmicos (Migmatito Cordilheira: Tessari & Picada, 1966 e Tessari & Giffoni, 1970; Formação Vigia: Picada, 1971; gnáisses blastomiloníticos: Ribeiro, 1977); lentes graníticas com fábrica protoclastica (Ribeiro, 1977), cataclástica ou milonítica (Picada, 1965, 1971); graissens, localmente com turmalina, fluorita e berilo, e corpos pegmatíticos (Picada, 1965); etc. Estas litologias são aqui interpretadas como derivadas do metamorfismo dinâmico atuante na zona desta importante descontinuidade crustal e de intrusões graníticas episódicas que acabaram por "sela-la", encerrando sua mobilidade.

Não se conhece descrições do limite Zona Central-Flanco Oriental. Entretanto, considerando-se o lineamento gnáissico graficado por Bossi et al. (1975) na região deste, aventa-se a hipótese da semelhança com o anteriormente descrito.

Os dados geocronológicos obtidos ao longo do Cinturão Dom Feliciano indicam idades em torno de 650, 610 e 550-500 m.a. para as fases sin, tardi e pós-tectônicas, respectivamente (Cordani et al., 1974; Umpierre & Halpern, 1971; Hart, 1966).

3.1. Flanco Ocidental.

A borda Ocidental do Cinturão Dom Feliciano constitui uma longa seção crustal linear onde se conjugam tectonicamente o antigo embasamento pré-Brasiliano, seqüências orogênicas Brasileiras e seu molasse tardi-tectônico. Granitos pós-tectônicos se intrudem nas seqüências orogênicas e rochas molássicas pós-tectônicas recobrem parcialmente as demais unidades.

Este flanco equivale à Faixa de Dobramentos Tijucas (Hasui et al., 1975). Exclui, entretanto, os metamorfitos ocorrentes, no Rio Grande do Sul, a Oeste da Bacia do Camaquã.

O antigo embasamento, ao longo deste flanco, aflora de três maneiras distintas: (1) como rochas gnáissicas em aparente com o Cráton do Rio de La Plata, conforme graficado por Bossi et al. (1975) no Uruguai; (2) restos antiformais de migmatitos antigos (associados com seções de anortositos e sienitos) nucleados por granitóides Brasileiros na região de Encruzilhada do Sul (RS); (3) núcleos de domos manteados na Serra das Encantadas (Jost & Bitencourt, 1980) e na região de Torrinhas (Ribeiro & Lichtenberg, 1978), representados por gnáisses blastomiloníticos (Ribeiro & Fantinel, 1978).

Os dados radiométricos obtidos no embasamento da Serra das Encantadas apontam isócronas de referência (Rb-Sr) de 2.260 m.a. (Cordani et al., 1974) para as rochas gnáissicas desta região. Nas demais localidades, entretanto, o rejuvenescimento Brasileiro mascarou a idade original.

As seqüências orogênicas Brasileiras são as unidades melhor representadas deste flanco; são constituídas por espessos pacotes de parametamorfitos de baixo grau entre

meados com meta-vulcânicas ácidas a intermediárias subordinadas (Picada, 1971; Ferrando & Fernandez, 1971; Bossi et al., 1975; Jost & Bitemcourt, 1978).

No Rio Grande do Sul, estas seqüências foram inicialmente denominadas de Série Porongos (Carvalho, 1932) e, posteriormente, redefinidas como Grupo Porongos (Goñi et al., 1962). Entretanto estes últimos autores redefiniram esta unidade em base a litologias pré-Brasilianas (interpretadas neste trabalho como constituintes de uma estrutura tipo "greenstone belt": Cinturão do Rio Vacacaí) não correlacionáveis as litologias, presumivelmente Brasilianas, do Cerro dos Porongos (localidade tipo deste grupo, situado na área do Cinturão Dom Feliciano). No presente trabalho, o termo Grupo Porongos é empregado para designar as seqüências orogênicas ocorrentes no Flanco Ocidental, na área sul-riograndense do mesmo. No Uruguai, a interpretação do correlato Grupo Lavalleya (Caorsi & Goñi, 1958) sofreu problemas similares, sendo aceito atualmente o conceito expresso em Bossi et al. (1967), Ferrando & Fernandez (1971) e Bossi et al. (1975), isto é, também excluindo litologias ocorrentes no Cráton do Rio de La Plata, anteriormente referidas a este grupo.

O Grupo Porongos pode ser dividido em duas unidades principais (Ribeiro & Fantinel, 1978; Jost & Bitemcourt, 1980). De acordo com Jost & Bitemcourt, elas são assim apresentadas: por um lado, situada na borda Oeste deste flanco, ocorre uma espessa seqüência mioclinal constituída por quartzitos, meta-arcóseos, xistos, filitos e lentes de meta-margas e de mármore em discordância tectonicamente transposta sobre o embasamento pré-Brasiliano; por outro, na borda Leste, afora uma extensa "nappe" caracterizando o litossoma mioclinal descrito. Litologicamente, esta "nappe" é caracterizada por xistos e filitos pelíticos que, subordinadamente, se intercalam com meta-vulcânicas ácidas a intermediárias, meta-tufos, meta-cherts, lentes de quartzitos, de mármore e de xistos grafitosos.

O mergulho dos planos de "thrust" da "nappe" apontam vergência tectônica para Oeste, isto é, em sentido ao Cráton do Rio de La Plata.

Outras litologias referíveis ao Grupo Porongos são metaconglomeradas e raros meta-grauvaques (Ribeiro & Fantinel, 1978), e pequenas lentes de rochas ultramáficas, onde é reconhecida a ocorrência de rodingitos, no extremo setentrional de afloramentos desta unidade (Jost & Hartmann, 1979).

As seqüências orogênicas do Flanco Ocidental no Uruguai -Grupo Lavalleya- são constituídas por "... filitas mas o menos cloritosas y prasinitas; las cuarcitas, filitas calcáreas, calizas y dolomitos son relativamente abundantes; los esquistos talcosos y grafitosos son excepcionales " (Bossi et al., 1975).

Tanto no Grupo Porongos como em seu correlato Uruguai, o tipo básico de metamorfismo é de baixa a média pressão, e o fácies metamórfico dominante é o dos xistos verdes, ocorrendo apenas localmente a base do fácies anfíbolito (Hasui et al., 1975; Ribeiro & Fantinel, 1978; Jost & Bitemcourt, 1980).

As seqüências molássicas: após as fases tardi e pós-tectônicas da evolução do Cinturão Dom Feliciano, desenvolveram-se seqüências epiclásticas imaturas com características molassóides: a Formação Arroio dos Nobres (Tessari & Picada, 1966) ou Formação Vargas (Ribeiro & Fantinel, 1978) e o Grupo Camaquã (Robertson, 1966) no Rio Grande do Sul, e a Formação Piedras de Afilar (Jones, 1956) no Uruguai.

A Formação Arroio dos Nobres é uma espessa seqüência (≈ 4.000 m. cf. Tessari & Picada, 1966) molássica tardi-tectônica contida discordantemente entre o Grupo Porongos e o Grupo Camaquã. Segundo Ribeiro & Lichtenberg (1978), esta unidade é constituída por clásticos grosseiros e ritmitos que se interdigitam formando possantes cunhas ou prismas de camadas vermelhas cujos sedimentos imaturos foram originadas a partir de avalanches no "front" de grandes falhamentos. Esta formação apresenta-se na forma de corpos alongados e estreitos limitados por falhas regionais, cuja atividade sincrônica e posterior a sua deposição foi responsável por estes depósitos, seus dobramentos, e pelo metamorfismo dinâmico ocorrido junto aos planos de falha.

O Grupo Camaquã engloba os depósitos derivados da erosão da cadeia de montanhas surgidas no fim do Ciclo Brasileiro. Estes depósitos, que caracterizam um molasse pós-tectônico, são formados por detritos imaturos que preencheram calhas tectônicas de direção NE-SW. Destas, a mais importante é a Bacia do Camaquã, situada entre o Cinturão Dom Feliciano e o Cráton do Rio de La Plata, na porção Sul-Riograndense do escudo. As seqüências deste grupo são constituídas por depósitos de leques aluviais associados a ambientes fluviolacustres de clima árido ou semi-árido ou arenitos eólicos localmente reconhecíveis (inf. verbal de Andreis, G. Bossi e Coelho, bem como notas do autor). Próximo à base desta unidade, ocorrem intercalações de lavas intermediárias amigdalóides conhecidas como Andesito Rodeio Velho (Ribeiro et al., 1966).

A Formação Piedras de Afilar é uma seqüência molássica (tardi ou pós-tectônica?) constituída por arenitos quartzosos, siltitos e, secundariamente, calcáreos e grauvaques; reconhecida no Uruguai (Bossi et al., 1975).

Granitos pós-tectônicos: com exceção da região de Encruzilhada do Sul (RS), onde ocorrem granitóides de outras fases tectônicas, nas demais localidades são reconheci-

dos apenas granitos pós-tectônicos. Estes ocorrem intrudidos nos Grupos Porongos e La valleja. No Uruguai, eles se distribuem como um "rosário" de pequenos "stocks" ovóides, alongados na direção NE-SW, denominados Yerbal, Yerbalito, Cerro de Olimar, Cerro de Retomosa, Cerro Compañero, Minas e Polanco (Bossi et al., 1975). Este último foi datado apresentando uma idade (Rb-Sr) de 530 m.a. (Umpierre & Halpern, 1971). Os correlatos do Rio Grande do Sul são conhecidos pela denominação de Granito Campinas (Leinz, 1945) ou Figueiras e Campinas (Picada, 1971).

Além dos granitos pós-tectônicos, rochas hipabissais e vulcânicas ricas em riebeckita e arfvedsonita (Formação Sierra de Animas; in Ferrando & Fernandez, 1971) são graficadas no extremo sudeste deste flanco (Bossi et al., 1975). Dados radiométricos obtidos nestes vulcanitos situam sua idade entre 500-550 m.a. (Umpierre, 1965; in Bossi et al., 1975).

3.2. Flanco Oriental.

Este flanco (= Faixa de Dobramentos do Uruguai Oriental; Hasui et al., 1975) ocorre no extremo sudeste do Uruguai, entre a cidade de Rocha e a costa Atlântica. Seu alinhamento NE-SW e sua posição geográfica sugerem uma possível continuidade, no Rio Grande do Sul, sob a Lagoa Mirim-Laguna dos Patos.

Nesta faixa, com largura aflorante máxima de 30 km e comprimento de cerca de 100 km, não aflora o embasamento pré-Brasiliano. Por outro lado, entretanto, apresenta também três unidades com características parcialmente similares às reconhecidas no Flanco Ocidental.

As seqüências orogênicas Brasilianas (Grupo Lavalleya; Bossi et al., 1975 ou Grupo Rocha; Hasui et al., 1975) são constituídas por filitos e cloritas xistos, com quartzitos subordinados (Bossi et al., op cit), enquanto que as seqüências molássicas (Formação Piedras de Afilar), segundo as descrições disponíveis não apresentam distinções em relação ao Flanco Ocidental.

O granito pós-tectônico - Complexo de Santa Tereza - apresenta idade de 520 m.a. (Hart, 1966).

3.3. Zona Central.

A Zona Central ("Cráton Dom Feliciano": Picada, 1971; "Maciço Mediano de Pelotas": Hasui et al., 1975; "Complexo Granítico do Leste": Ribeiro & Fantinel, 1978) possui uma largura mínima de 50 km e comprimento aflorante de cerca de 700 km constituindo uma faixa linear composta essencialmente por complexos granitóides de proporções batolíticas associados com resíduos migmatíticos.

Uma das características desta zona é a presença abundante de amplas faixas de falhamentos regionais associados a uma intensa milonitização e intrusões de corpos lentculares de granitóides tardi e pós-tectônicos.

Os complexos graníticos, segundo Wernick & Penalva (1978), são caracterizados por granitóides de natureza polidiplárica, com corpos sin (650 m.a.), tardi (610 m.a.) e pós-tectônicos (550-500 m.a.) que apresentam fenômenos de remobilização e metassomatismo variando composicionalmente entre quartzodiorito e granito, com termos monzoníticos, adameliticos e granodioríticos, e natureza calco-alcalina a sub-alcalina. Diques e "plugs" de microgranitos porfíros são frequentes, assim como de rochas riolíticas.

As rochas gnáissico-migmatíticas, entremeadas com os granitóides sin-tectônicos, se associam a anfibolitos, blastomilonitos, quartzitos, xistos e mármores (Ribeiro, 1977; Ribeiro & Fantinel, 1978); ocorrendo sempre em áreas reduzidas porém em diversas localidades, mostrando uma associação constante com as rochas graníticas ao longo de toda Zona Central.

Os dados geocronológicos obtidos nesta zona (Umpierre & Halpern, 1971; Cordan et al., 1974) apontam invariavelmente cifras relacionadas ao Ciclo Brasileiro, indicando a formação das rochas granitóides durante este ciclo. Por outro lado, sugerem que a migmatização que afetou as rochas gnáissicas foi contemporânea, considerando-se sua íntima associação entre estas rochas e os granitóides sin-tectônicos. Portanto, a situação estratigráfica destas rochas gnáissicas reside sob as seguintes alternativas: estes gnáisses seriam termos de grau metamórfico mais elevado de rochas correlatas às seqüências orogênicas Brasilianas e/ou restos do antigo embasamento retomados no Ciclo Brasileiro.

4. EVOLUÇÃO DO CICLO BRASILEIRO NO ESCUDO URUGUAIO-SUL-RIOGRANDENSE.

Esta evolução pode ser tentativamente descrita em três etapas; de acordo com a divisão fenomenológica proposta por Hasui et al. (1978) para as Regiões de Dobramentos Nordeste e Sudeste.

Etapla Inicial (1.000-700 m.a.): Deslocamento ao longo de fraturas profundas permitindo a formação de uma bacia ensiânica alongada e deposição das litologias dos Grupos Porongos (RS) & Lavalleja-Rocha (U). Na área da borda cratônica, provavelmente esta instabilidade tectônica foi responsável pelos depósitos epiclásticos marinho-transicionais (e vulcanitos ácidos a intermediários subordinados) da Formação Maricã.

Etapla Intermediária (700-600 m.a.): As seqüências orogênicas Brasileira sofreram metamorfismo regional de baixa a média pressão (Hasui et al., 1975; Ribeiro & Fanti- nel, 1978; Jost & Bitencourt, 1980). A Zona Central foi afetada por intensa granitogênese com ascensão de corpos polidiapíricos sín-tectônicos (Wernick & Penalva, 1978) e migmatização, cujos resíduos paleossomáticos tanto podem pertencer ao embasamento pré-Brasileiro como aos níveis mais profundos das seqüências orogênicas. O embasamento do Flanco Ocidental foi remobilizado constituindo domos gnáissicos manteados pelas seqüências orogênicas Brasileiras (Ribeiro & Lichtenberg, 1978; Jost & Bitencourt, 1980) e restos antiformais de migmatitos soerguidos pelas massas graníticas da região de Encruzilhada do Sul.

Nas fases finais desta etapa, o soerguimento orogênico do Cinturão Dom Feliciano deve ter sido contemporâneo à ascensão dos diápiros graníticos tardi-tectônicos; à de posição das seqüências molássicas tardi-tectônicas; e, finalmente, à caracterização, através de falhas inversas, da vergência tectônica em direção ao cráton.

A borda cratônica, nesta fase, foi afetada por vulcanismo predominantemente andesítico (e deposição de seqüências epiclásticas associadas na Formação Cerro dos Martins) encerrado com intrusivas graníticas contemporâneas às tardi-tectônicas da região do Cinturão Dom Feliciano.

Etapla Final (600-450 m.a.): Intensifica-se a lineagênese com desenvolvimento de grandes deslocamentos transcurrentes (com importante componente vertical) na área do Cinturão Dom Feliciano e, subordinadamente, na borda cratônica. Espessas faixas de rochas milonitizadas e catacladas são formadas, principalmente na Zona Central do cinturão. Na borda cratônica, esta movimentação desloca blocos rígidos do embasamento deformando sua cobertura brasileira até então constituída.

A última fase é caracterizada pelo enrijecimento do Cinturão Dom Feliciano com a ascensão e intrusão de corpos graníticos pós-tectônicos e de séries de diques de microgranitos e riolitos que "selam" as fraturas até então móveis. Na área cratônica, esta fase é representada pela instalação de vulcanitos riolíticos da Formação Acampamento Velho e granitos co-genéticos contemporâneos aos pós-tectônicos da área do Cinturão Dom Feliciano.

Finalmente, extensos depósitos de "red-beds" flúvio-lacustres (Grupo Camaquã) se instalam em calhas tectônicas encravadas tanto no limite cinturão-cráton como na borda deste último. A deposição das unidades deste grupo se encerram com o fim das condições paraplataformais, provavelmente no Ordoviciano, no Escudo Uruguaio-Sul-Riograndense.

5. CONCLUSÕES.

(1) O Escudo Uruguaio-Sul-Riograndense é constituído por duas unidades geotectônicas : o Cráton do Rio de La Plata eo Cinturão Dom Feliciano.

(2) O limite entre estas unidades é transicional; sendo no Rio Grande do Sul em grande parte encoberto pelos depósitos molássicos da Bacia do Camaquã.

(3) O Cráton do Rio de La Plata possui unidades do Proterozóico Inferior (e Arqueano ?) constituídas por rochas graníticas, granulíticas, migmatíticas e seqüências supracrustais (tipo "greenstone belts") caracterizando os terrenos "granite-greenstone"; e unidades do Proterozóico Superior - Eo-Paleozóico que compreendem tanto seqüências essencialmente sedimentares (Formação Maricã e Grupo Camaquã) como complexos pluto-vulcano-sedimentares (Grupo Bom Jardim & Granitos Associados); unidades estas derivadas da instabilidade tectônica que afetou a borda do cráton durante o Ciclo Brasileiro.

(4) O Cinturão Dom Feliciano possui três compartimentos lito-estruturais separados por fraturas profundas: a Zona Central e os Flancos Ocidental e Oriental. Enquanto na Zona Central predominam as rochas graníticas e migmatíticas, nos Flancos Ocidental e Oriental destacam-se metamorfitos de baixo grau e seqüências molássicas, sugerindo uma polaridade metamórfica e tectônica.

(5) Os planos de "thrust" vergentes em direção ao cráton, ocorrentes no Flanco Ocidental, confirmam a vergência tectônica sugerida pela disposição dos compartimentos lito-estruturais do Cinturão Dom Feliciano

(6) Comparando as unidades litológicas do Cráton do Rio de La Plata e do Cinturão Dom Feliciano é possível prever várias correlações, conforme exposto na Coluna Estratigráfica e Correlações, da figura 1.

6. AGRADECIMENTOS.

O autor expressa seus agradecimentos aos Professores Geólogos Hardy Jost, Renato Rodolfo Andreis, Gerardo Bossi e Mauricio Ribeiro pela discussões, sugestões, revisões e possibilidade de acesso a áreas chave para o presente estudo; aos Geólogos Jorge Darlan Ortiz, Antônio Jorge Garcia e Maria de Fátima Bitencourt pelo apoio e inestimável ajuda na elaboração e conclusão deste trabalho; à Professora de Português Rejane Andrada pela revisão ortográfica e gramatical; ao Desenhista João Batista Vargas; e, ao CNPq, pela bolsa de Pós-Graduação que permitiu ao autor realizar este trabalho.

7. BIBLIOGRAFIA.

- ALMEIDA, F.F. de - 1971 - Geochronological division of the Precambrian of South America. *Rev. Bras. Geoc.*, 1(1):13-21, São Paulo.
- ALMEIDA, F. F. de, AMARAL, G., CORDANI, U. G., e KAWASHITA, K. - 1973 - The Precambrian evolution of the South American cratonic margin south of the Amazon River. In *The Ocean Basin and Margins*. 1:411-446. A.E.M. Nairn and F. G. Stehli (eds.), Plenum Publ. Co.
- ANHAUSSER, C. R., VILJOEN, M. J., e VILJOEN, R. P. - 1969 - A Reappraisal of some aspects of Precambrian Shield Geology. *Geol. Soc. America B.* 80(11): 2175-2200.
- BARTORELLI, A., MINIOLI, B., e KAWASHITA, K. - 1968 - Nota Preliminar sobre Rochas Ultrabásicas de Itajuba (SC). *An. XXII Congr. Bras. Geol.*, Belo Horizonte, MG.
- BOSSI, J., FERNANDEZ, A., e ELIZALDE, G. - 1965 - Predevoniano en el Uruguay. *Bol. 78. Facultad de Agronomía. Montevideo, Uruguay.*
- BOSSI, J., FERRANDO, L., e ALBANELL, H. - 1967 - Basamento cristalino del sureste del Uruguay. *UNESCO. I Congr. sobre Deriva Continental. Abstract: EOS, Vol. 53, nº 2, febrero 1972. USA.*
- BOSSI, J., FERRANDO, L., FERNANDEZ, A., ELIZALDE, G., MORALES, H., LEDESMA, H., CARBALLO, E., MEDINA, E., FORD, I., e MONTAÑA, J. - 1975 - Carta Geológica del Uruguay. (Esc. 1:1 000 000). *Dep. Publ. Univ. Montevideo, Uruguay.*
- CAORSI, J. & GOÑI, J. - 1958 - Geología del Uruguay. *Inst. Geol. del Uruguay. Bol. 37. Montevideo. Uruguay.*
- CARRARO, C.C., GAMERMANN, N., EICK, N. C., BORTOLUZZI, C.A., JOST, H., e PINTO, J. F. - 1974 - Mapa Geológico do Estado do Rio Grande do Sul. (Esc. 1:1 000 000). Porto Alegre, *Inst. Geoc. Univ. Fed. Rio Grande do Sul.*
- CARVALHO, P.F. - 1932 - Reconhecimento geológico no Estado do Rio Grande do Sul. *Bol. Inst. Geol. Min. do Brasil, Rio de Janeiro* 66: 1-72.
- CORDANI, U.G. - 1974 - Comentários sobre as determinações geocronológicas disponíveis nas Folhas Asunción e Curitiba. in *Carta Geológica do Brasil ao Milionésimo; texto explicativo das Folhas Asunción e Curitiba*, DNPM, Brasília :58-72.
- CORDANI, U.G., HALPERN, M. e BERENHOLC, M. - 1974 - Comentários sobre as determinações geocronológicas da Folha de Porto Alegre. in *Carta Geológica do Brasil ao Milionésimo; texto explicativo da Folha de Porto Alegre e Lagoa Mirim*. DNPM. Brasília : 70-84.
- FERRANDO, L.A. & FERNANDEZ, A.N. - 1971 - Esquema tectónico-cronoestratigráfico del Pré-Devoniano en Uruguay. *An. XXV Congr. Bras. Geol.* 1:199-210.
- FERNANDEZ, A.N. & PRECIOZZI, F.L. - 1974 - La Formación Arroyo Grande y las intrusiones asociadas. *An. XXVIII Congr. Bras. Geol.* 1:213-226.
- GLIKSON, A.Y. - 1976 - Stratigraphy and Evolution of Primary and Secondary Greenstones. Significance of Data from Shields of the Southern Hemisphere. in *The Early History of the Earth*, B.F. Windley (ed): 257-277.
- GOÑI, J.C., GOSO, H. e ISSLER, R.S. - 1962 - Estratigrafia e Geologia Econômica do Pré-cambriano e Eo-paleozóico uruguaio e Sul-riograndense. *Av. Esc. Geol. Univ. Fed. Rio Grande do Sul, Porto Alegre*, 3:i-105.
- HART, S. - 1966 - Radiometric ages in Uruguay y Argentina and their implications concerning continental drift. *Apresentado na Geol. Soc. Am. Annual meeting. San Francisco, USA.*
- HARTMANN, L.A. - 1978 - Estudos Petrográficos I e II da área do Arroio Mudador. *Inédito. Rio Doce Geologia e Mineração S/A. Arquivo PE:4 DOCEGEO.*
- HARTMANN, L.A., SILVA, L.C., e ORLANDI Fº, V. - 1979 - Complexo Granulítico de Santa Catarina: Descrições e implicações genéticas. *Acta Geológica Leopoldensia. UNISINOS vol. III* 6:93-112.
- ISSLER, R.S., BURGER JUNIOR, C. e ROISENBERG, A. - 1967 - Coronito da área de Mata Grande, Município de São Sepé, Estado do Rio Grande do Sul. *An. XXI Congr. Bras. Geol. Curitiba*. pp. 182-197.
- JONES, G. - 1956 - Memoria explicativa y mapa geológico de la región oriental del departamento de Canelones. *Inst. Geol. Uruguay. Bol. 34 Montevideo.*

- JOST, H. - 1966 - Complexos básicos e ultrabásicos do Alto Rio Vacacaí, São Gabriel, Rio Grande do Sul, Brasil. Notas e Estudos da Esc. Geol. Univ. Fed. Rio Grande do Sul. Porto Alegre, 1(2):55-61.
- JOST, H. - 1970^a - Pré-metamorphic sequence of Vacacaí formation, Porongos group, Rio Grande do Sul, Brazil. Notas e Estudos da Esc. Geol. Univ. Fed. Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 2(1):5-14.
- JOST, H. - 1970^b - Esboço Geológico da folha "Cabeceiras do Rio Vacacaí", São Gabriel, Rio Grande do Sul, Brasil. Bol. Esc. Geol. Univ. Fed. Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 16:1-47.
- JOST, H. & BITEMCOURT, M. F. - 1980 - Estratigrafia e Tectônica de uma fração da Faixa de Dobramentos Tijucas no Rio Grande do Sul. Inédito, Acta Geológica Leopoldensia. UNISINOS.
- JOST, H. & HARTMANN, L. A. - 1979 - Rodíngitos do Rio Grande do Sul, Brasil. Acta Geológica Leopoldensia, UNISINOS, 3(6):77-91.
- JOST, H. & VILLWOCK, J. A. - 1966 - Contribuição à estratigrafia do Pré-Cambriano do Rio Grande do Sul. Notas e Estudos da Esc. Geol. Univ. Fed. Rio Grande do Sul, Porto Alegre. 1(1):13-26.
- LABONNE, M.B. - 1977 - Estudos Petrográficos. Inédito. Rio Doce Geologia e Mineração S/A (Arquivo PE 14 DOCEGEO).
- LEINZ, V. - 1945 - Geologia da área mineralizada de estanho e tungstênio no Estado do Rio Grande do Sul. Bol. Div. Fom. Prod. Min. DNPM, Rio de Janeiro, 70:13-46.
- LEINZ, V., BARBOSA, A.F., e TEIXEIRA, E.A. - 1941 - Mapa geológico Caçapava-Lavras. Bol. Dir. Prod. Min.- Sec. Agrec. Ind. Com. Porto Alegre, 90:1-39.
- MACEDO, P. M., BECKEL, J., CHARAN, N., e GONZALES F., F. - 1978 - Ocorrência de "Pillow Lavas" no Arroio Mudador, Município de Caçapava do Sul-RS. An. XXX Congr. Bras. Recife. 2:1269-1278.
- MAC MILLAN, J.G. - 1933 - Terrenos Precâmbrios del Uruguay. Inst. Geol. del Uruguay. Bol. 18, Montevideo, Uruguay.
- MINIOLI, B. - 1972 - Aspectos Geológicos da região litorânea de Piçarras-Barra Velha, SC, Tese dout. Inst. Geoc. USP (Inédito).
- NARDI, L.V. & HARTMANN, L.A. - 1979 - O Complexo Granulítico Santa Maria Chico, RS. Acta Geológica Leopoldensia-UNISINOS, 3(6):45-75.
- PICADA, R. S. - 1965 - Ocorrência de Migmatitos, Granitos e Graissens controlados por fraturas regionais, Encruzilhada do Sul (RS). Esc. Geol. Porto Alegre. 14:6-59.
- PICADA, R. S. - 1971 - Ensaio sobre a tectônica do Escudo Sul-Riograndense: Caracterização dos sistemas de falhas. An. XXV Congr. Bras. Geol. São Paulo. 167-191.
- RIBEIRO, M. - 1970 - Geologia da Folha de Bom Jardim. Rio Grande do Sul, Brasil. Bol. Div. Geol. Miner. Bras., Rio de Janeiro, 247:1-142.
- RIBEIRO, M. - 1977 - Mapa Geológico da Quadrícula de Piratini; Sub-projeto Piratini. Fund. Zool. RS. Public. Avulsas FBZ 2 Porto Alegre. Esc. 1:50 000.
- RIBEIRO, M. - 1978 - Informes sobre a Formação Maricá. in 1º Seminário sobre a geologia do Escudo do Rio Grande do Sul, Tema: A Formação Maricá (Inédito).
- RIBEIRO, M., BOCCI, P. R., FIGUEIREDO F., P. M., e TESSARI, R. I. - 1966 - Geologia da Quadrícula de Caçapava do Sul, Rio Grande do Sul. Bol. Div. Fom. Prod. Min. Bras., Rio de Janeiro, Brasil. 127: 1-232.
- RIBEIRO, M. & FANTINEL, L. M. - 1978 - Associações Petrotectônicas do Escudo Sul-Riograndense: I Tabulação e distribuição das associações petroectônicas do Escudo do Rio Grande do Sul. Iheringia, Série Geologia. Porto Alegre, (5):19-54.
- RIBEIRO, M. & LICHTENBERG, E. - 1978 - Síntese da Geologia do Escudo do Rio Grande do Sul. An. XXX Congr. Bras. Geol. Recife, 6:2451-3463.
- 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. UFRGS. Esc. Geol. 1(2):41-54.
- SANTOS, E. L. dos; BECKEL, J., MACEDO, P. M. de, GONZALES F., F., e CHABAM, N. - 1978 - Divisão Litoestratigráfica do Eo-Cambriano-Pré-Cambriano Superior do Escudo Sul-Riograndense. An. XXX Congr. Bras. Geol. Recife. 2:670-684.
- SZUBERT, E. C. - 1978 - Uma Associação Ofiolítica completa. Palma, São Gabriel, RS. Geologia e Questões estratigráficas. An. XXX Congr. Bras. Geol., Recife. 1:467-476.
- 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, nº246.
- TESSARI, R. I. & PICADA, R. S. - 1966 - Geologia da Quadrícula de Encruzilhada do Sul, Rio Grande do Sul, Brasil. Bol. Div. Fom. Prod. Min. DNPM, Rio de Janeiro, nº124.
- UMPIERRE, M. & HALPERN, M. - 1971 - Edades Estroncio-Rubídio en rocas cristalinas del Sur de la República Oriental del Uruguay. Rev. Assoc. Geol. Argentina, XXVI 2:133-151.
- VILLWOCK, J. A. & LOSS, E. L. - 1970 - Um novo tipo de complexo básico-ultrabásico na faixa serpentínica do Pré-Cambriano do Rio Grande do Sul. Notas e Estudos da Esc. Geol. do Rio Grande do Sul. UFRGS. Porto Alegre. 2(1):15-22.

- WERNICK, E. & PENALVA, F. - 1978 - Contribuição ao conhecimento das rochas granitoides do Sul do Brasil. Rev. Bras. Geoc. São Paulo. 8(2):113 -133.
- WINDLEY, B. F. (ed.) - 1976 - The Early History of the Earth. By John Wiley & Sons Ltd.



