

# OBSERVAÇÕES SOBRE O CINTURÃO DOM FELICIANO NO ESCUDO URUGUAIO E CORRELACÕES COM O ESCUDO DO RIO GRANDE DO SUL

Antonio Romalino Santos Fragoso Cesar — Inst. Geociências, USP/SP (Brasil)

Rômulo Machado — Inst. Geociências, USP/SP (Brasil)

Carlos Gomez Rifas — Dirección Nacional de Minería y Geología (Uruguay)

## ABSTRACT

In the Uruguayan shield are exposed the Dom Feliciano Belt (Late Proterozoic/Early Paleozoic) and its foreland, the Rio de La Plata Craton. The geometry of the mobile belt is conditioned for the superposition of four (4) deformational phases and structured in three tectono-stratigraphic zones, of orientation about NNE-SSW: (i) Western Zone, (ii) Central Zone and (iii) Eastern Zone, the two first limited by a great shear zone (Sierra Ballena Shear Zone) and the two last by reverse faults.

In this zones are recognized (i) pré-Brasiliano gneisses, (ii) Brasiliano metamorphic supracrustals (Lavalleja Supracrustals in the western zone, Paso del Dragon Supracrustals in the Central Zone and Rocha Supracrustals in the Eastern Zone), (iii) non-metamorphic cover (Barriada Negra Formation in the western an Eastern Zones, Sierra de Animas Formation in the Western Zone, Sierra de Los Ríos Formation in the Central Zone and Piedras de Afilar Formation, this last one representing a cratonic cover extension of the Lavalleja Supracrustals), and (iv) pre-syn-, late- and pos-tectonic granitic rocks, majorly in the Central zone.

This paper describes this zones and its units, and discusses its stratigraphic relationship, major structures, possibles paleogeographic environments and correlations with similar units of the Rio Grande do Sul shield, in Southern Brazil. Based in these elements a model for the evolution of the Dom Feliciano Belt in Uruguay according to the Plate Tectonic theory is proposed.

## I. INTRODUÇÃO

O Cinturão Dom Feliciano foi definido como uma faixa orogênica do Proterozóico Superior/Eo-Paleozóico instalada ao longo da borda oriental do Cráton do Rio de La Plata, no extremo meridional do Escudo Atlântico, aflorando no Sul do Brasil e Uruguai (Fragoso Cesar, 1980). Devido à cobertura gondwanica da Bacia do Paraná e de margem continental passiva da Bacia de Pelotas, esta faixa expõe-se em dois segmentos; um menor, no sudeste de Santa Catarina, recentemente estudado por Basei (1985), e outro, principal, na porção oriental do Rio Grande do Sul e Uruguai. A fração sul-riograndense desta litoestrutura tem sido objeto de estudos de nossa equipe ao longo da presente década. A continuidade física desta estrutura para o Uruguai tornou preemente a necessidade de estudos neste país, onde o cinturão é mais completo e melhor exposto. Graças ao apoio da Dirección Nacional de Minería y Geología pudemos rea-

lizar a etapa preliminar destes estudos, sendo que os resultados principais são expostos neste trabalho e em Machado e Fragoso Cesar (1987), onde é dado ênfase na análise estrutural do cinturão.

O reconhecimento do Cinturão Dom Feliciano no Uruguai foi iniciado com os trabalhos de Bossi et al. (1967) e Ferrando e Fernandez (1971), sendo então, denominado de "Zocalo del Este y Sureste", em contraposição ao seu antepaís, o "Zocalo de la cuenca del Rio de La Plata" (Cráton do Rio de La Plata), exposto na porção ocidental do escudo uruguai. Posteriormente, Almeida et al. (1973) e Hasui et al. (1975) correlacionaram esta faixa móvel ao Cinturão Ribeira, postulando que correspondia à porção meridional deste. Segundo o conceito destes autores, o Cinturão Ribeira constituiria uma faixa aflorante ao longo da costa atlântica desde o Sul do Uruguai até o Sul da Bahia. Entretanto, ainda nesta época, Cordani (1974) apontava a ocorrência de uma área cratônica localizada em Santa Catarina e Paraná - que posteriormente Kaul (1979) denominou de Cráton Luis Alves — interposta entre duas faixas móveis, uma a noroeste e outra a sudeste. Em trabalho de síntese e revisão regional, Fragoso Cesar (1980) expôs um modelo de integração onde o Cinturão Ribeira seria a faixa móvel aflorante a noroeste desta área cratônica, com esta representando a extensão setentrional do Cráton do Rio de La Plata. Como consequência, a faixa móvel que margeia este cráton a Sudeste, ao longo da costa do Uruguai, Rio Grande do Sul e Santa Catarina, foi considerada outra província tectônica brasileira, então denominada de Cinturão Dom Feliciano.

## II. GEOLOGIA REGIONAL E ORGANIZAÇÃO ESTRUTURAL

Na organização do Cinturão Dom Feliciano no Uruguai destacam-se cinco litoestruturas maiores, assim dispostas de Oeste para Leste (fig. 1): (1) o antepaís (Cráton do Rio de La Plata); (2) a Zona Ocidental; (3) a Zona de Cisalhamento de Sierra Ballena; (4) a Zona Central e (5) a Zona Oriental.

### Cráton do Rio de La Plata: o antepaís do Cinturão Dom Feliciano

O embasamento cratônico do Uruguai é constituído por dois terrenos distintos (Fragoso Cesar e Soliani Jr., 1984):

(ii) Seqüências vulcano-sedimentares de baixo grau metamórfico (Supracrustais Paso Severino, San Juan, San Jose e Arroyo Grande) intrudidas por "stocks" de granitos potássicos pós-tectônicos (e.g., Granito de Sierra Mahoma) e associadas a domos granitoides (e.g., Granitoides de Florida, Conchillas, Carmelo, etc.) e terrenos gnáissicos e migmatíticos diversos (e.g., Gnaisses Montevideo) na porção centro - oeste cratônica (Bossi et al. 1967; 1975; Ferrando e Fernandez, 1971; Preciozzi et al. 1979, 1985).

(ii) Gnaisses granulíticos (Gnaisses Valentines) associados a granitoides e migmatitos diversos, além de resíduos de supracrustais, na porção Nordeste e na "ilha cristalina de Rivera" (Bossi et al. 1967, 1975; Ferrando e Fernandes, 1971; Preciozzi et al. 1979, 1985; Soliani Jr., 1986).

O primeiro destes terrenos tem sido interpretado como um terreno do tipo "granite-greenstone" (Fragoso Cesar, 1980) e o segundo, que se estende para a porção sudoeste do Escudo do Rio Grande do Sul (Complexo Granulítico Santa Maria Chico; Nardi e Hartmann, 1979), como parte de um cinturão granulítico com estruturação NW-SE. Na compartimentação tectônica do Cráton do Rio de La Plata (Fragoso Cesar e Soliani Jr. 1984) estas associações foram denominadas, respectivamente, de "Terreno 'Granite-Greenstone' do Uruguai" e "Cinturão Granulítico Valentines".

Dados geocronológicos (Rb-Sr e K-Ar) obtidos no terreno "granite-greenstone" por Umpierre e Halpern (1971) e Hart (1966) têm apontado idades do Proterozóico Inferior.

Os dados Rb-Sr levantados por Umpierre e Halpern (1971), re-

calculados por Soliani Jr. et al. (1984) para  $\lambda Rb = 1,42 \times 10^{-11}$ /ano e replotados em isócronas, indicam as seguintes idades em rochas granítoides: Granito Sierra Mahoma-isócrona de afloramento de 1970 Ma. com  $Ro = 0,7075$ ; Granitóides de Florida - isócrona de referência de 2045 Ma. com  $Ro = 0,7018$ ; Granitóides e Gnaisses de Conchillas - isócrona de referência de 2020 Ma. com  $Ro = 0,703$ ; Granodiorito de Carmelo - idade convencional de 2085 Ma. para  $Ro = 0,703$ .

Da mesma forma, os dados Rb-Sr obtidos no Cinturão Granulítico Valentines, tanto no Rio Grande do Sul como no Uruguai (Soliani Jr. et al., 1984; Soliani Jr., 1986), também apontam idades do Proterozói Inferior. Uma isócrona de afloramento nos granulitos Santa Maria Chico indicou idade de 2030 + 479 Ma., com  $Ro = 0,7020$ , concordante com a idade de 2367 (+ 121 ou - 132) Ma. conseguida em diagrama Pb-Pb. Na "Ilha Cristalina de Rivera", Soliani Jr. (1986) obteve isócrona de referência em granitóides gnássicos de 2272 + 33 Ma. com  $Ro = 0,7013$ , mostrando a coerência geocronológica entre granulitos e granitóides deste terreno de alto grau.

Entretanto, como já apontado por Umpierre e Halpern (1971) e Ferrando e Fernandez (1971), este embasamento cratônico, nas proximidades do Cinturão Dom Feliciano, é afetado por rejuvenescimento parcial e por intrusões de granitos brasilianos. Como exemplo de rejuvenescimento parcial, os dados Rb-Sr extraídos do Granitóide de Soca, indicam idades variáveis de 1450 a 1335 Ma., com  $Ro = 0,720$ . Um exemplo de granito brasileiro, intrudido a Norte de Montevideo no embasamento antigo, é o Granito de La Paz, cuja isócrona Rb-Sr de afloramento aponta idade de 587 Ma. com  $Ro = 0,702$ .

Os elementos estruturais e geocronológicos que permitiram a individualização da área cratônica e de seu caráter de antepaís do Cinturão Dom Feliciano no Uruguai são expostos e discutidos em Bossi et al. (1967, 1975), Ferrando e Fernandez (1971), Fragoso Cesar (1980) Fragoso Cesar e Soliani Jr. (1984), Soliani Jr. (1986) e Soliani Jr. et al. (1984). Acrescentamos aqui outros elementos que reforçam as observações dos autores acima: (i) a ocorrência de resíduos de cobertura cratônica (Formação Piedras de Afilar), que no presente trabalho correlacionamos às Supracrustais Lavalleja do cinturão e (ii) a ocorrência de "nappes" e dobras do cinturão vergentes para a área cratônica, discutidas em Machado e Fragoso Cesar (1987).

### A Zona Ocidental

Nesta zona, onde predominam as supracrustais brasilianas, afloram (i) gnaisses pré-brasilianos (possivelmente associados a granitóides pré-tectônicos brasilianos), (ii) supracrustais metamórficas brasilianas (Supracrustais Lavalleja), (iii) granitóides brasilianos (sin-, tardi- e pós-tectônicos), (iv) um complexo vulcão - hipoabissal sienítico pós-tectônico (Formação Sierra de Animas) e (v) restos de uma cobertura molássica (Formação Barriga Negra). As características litológicas, estruturais, estratigráficas, cronológicas e paleogeográficas destas unidades, assim como possíveis correlações com o Escudo do Rio Grande do Sul são discutidas nos itens seguintes. Discutiremos sinteticamente aqui as deformações brasilianas que afetaram esta zona. Uma discussão mais aprofundada deste tema é objeto dos presentes autores em outro trabalho neste simpósio (Machado e Fragoso Cesar, 1987).

As deformações brasilianas que afetaram esta zona foram responsáveis pela geração de quatro fases de dobramentos superpostos, associados a estruturas diversas, tais como, "nappes", domos e bacias, falhas inversas e outras. As três primeiras fases, que desenvolveram foliação variável de transposição a clivagem, possuem clara vergência tectônica para Oeste, em sentido ao antepaís cratônico. Destas, a segunda ( $F_2$ ), aparentemente a mais importante da zona, gerou grandes dobras recumbentes (D2) envolvendo as Supracrustais Lavalleja e contendo, em seus núcleos, lascas de gnaisses pré-brasilianos ("nappes de embasamento") e intrusões de granitóides sin-tectônicos (sin-F2). Estas dobras, como observado na região da cidade de Minas (fig. 1) e a leste

desta, evoluíram por transporte tectônico para uma grande "fold nappe" (sensu McClay, 1981) de eixo sub-horizontal e direção em torno de NE-SW, definida como Nappe Minas por Machado e Fragoso Cesar (1987), que cavalgam depósitos autóctones das supracrustais Lavalleja a Oeste (fig. 1). Na terceira fase (F3) formaram-se dobras (D3) homoaxiais a D2 de perfil aberto a fechado, simétrico a assimétrico, e plano axial empinado, que por vezes associam-se a falhas inversas vergentes para Oeste. Nos núcleos de algumas antiformas maiores desta fase alojam-se granitos tardí-tectônicos (possivelmente sin-F3). A fase derradeira (F4) desenvolveu dobras suaves (D4) de plano-axial subvertical e eixo sub-horizontal de direção em torno de NW-SE. A superposição das dobras desta fase sobre as D3 gerou padrão de interferência tipo "domo e bacia" (Ramsay, 1967), tanto em escala de afloramento como regional. Durante esta fase intrudiram-se granitos pós-tectônicos e reativaram-se falhas anteriores com movimentação gravitacional (ou transtensional), formando grâbens preenchidos pelas molassas Barriga Negra.

As deformações e seus produtos acima resumidos que afetaram a zona ocidental no Uruguai são também reconhecidos na extensão desta para o Escudo do Rio Grande do Sul, como exposto em Machado et al. (1987, neste simpósio).

#### A Zona de Cisalhamento de Sierra Ballena

Esta zona (fig. 1) transecta todo o Escudo Uruguai com direção NNE-SSW, limitando as Zonas Ocidental e Central, tendo continuidade no Rio Grande do Sul sob a denominação de Zona de Cisalhamento da Dorsal do Canguçu ("Zona de Fraturas Profundas da Dorsal do Canguçú"; Pica da, 1971). Litologicamente ela é formada por rochas cataclásticas (sensu Higgins, 1971) variáveis de protomilonitos a blastomilonitos, desenvolvidos sobre protolitos graníticos e metamórficos (tanto das Supracrustais Lavalleja como dos gnaisses pré-brasilienses). Quartzos ultramylonitos (+ sericíticos) constituem o litotipo mais comum, sendo responsáveis pelas cristas retilíneas que destacam na paisagem esta zona de cisalhamento.

Duas foliações miloníticas, localmente superpostas, foram observadas, descritas e analisadas (Machado e Fragoso Cesar, 1987): (i) uma foliação mais antiga (S<sub>1</sub>) com mergulhos de baixo ângulo e afetada por F3 e F4, possivelmente relacionada à base de transporte tectônico da Nappe Minas da zona vizinha; e (ii) outra posterior (S<sub>2</sub>), sub-vertical, que define o lineamento observado em campo da zona de cisalhamento. Esta última relaciona-se à atividade de uma grande zona de transcorrencia sinistral.

Nesta zona são reconhecidos três tipos de rochas graníticas estruturalmente distintos, mas adiante descritos, que ajudam a correlacionar as fases de cisalhamento desta com as fases de deformação da zona ocidental. Os mais antigos, sin-tectônicos (sin-F2), são afetados por S<sub>1</sub> e S<sub>2</sub>, sugerindo que a primeira fase de cisalhamento (F<sub>1</sub>) está relacionada à segunda fase de deformação (F2), granitóides tardí-tectônicos (sin-F3) são afetados apenas por foliação protomilonítica S<sub>2</sub>, possibilitando a correlação entre de F3 com F<sub>2</sub>. Ainda nesta zona ocorrem pequenos corpos intrusivos pós-tectônicos, indeformados ou apenas fraturados, pós-F<sub>2</sub>.

#### A Zona Central

Corresponde à zona de maior atividade granítica do cinturão no Uruguai, extendendo-se, ainda, para o Rio Grande do Sul e Santa Catarina. Recentemente, este grande complexo plutônico e rochas relacionadas foi definido como um batólito composto, multi-intrusivo e polifásico, e denominado de Batólito Pelotas (Fragoso Cesar et al., 1986). No Uruguai, este batólito é representado por grandes corpos de granitóides sin-, tardí- e pós-tectônicos, contendo ainda porções de gnaisses do embasamento (possivelmente em proporção muito menor que a representada na fig. 1) que, considerando as descrições contidas em Preciozzi et

al. (1985), incluem granitóides pré-tectônicos não diferenciados.

Este batólito contém, em proporção muito subordinada, metasedimentos brasilienses (Supracrustais Paso del Dragon) embutidos em gnaisses do embasamento, bem como enxames de diques associados a piroclásticas riolíticas (Formação Sierra de los Rios) relacionados à atividade vulcânica terminal.

As fases de deformação observadas nesta zona, e suas relações com as rochas graníticas, são essencialmente as mesmas já discutidas na Zona Ocidental. A vergência destas, no entanto, não é claramente definida, exceto nas proximidades da zona oriental, onde dobras em gnaisses e foliação de granitóides sin-tectônicos indicam vergência para sudeste. Grandes falhamentos afetam esta zona, com direções variáveis de NS a NE-SW, sendo responsáveis por espessas faixas miloníticas e com caráter transcorrente.

### A Zona Oriental

Esta zona do Cinturão Dom Feliciano aflora apenas no extremo SE do Uruguai, não possuindo equivalente no Sul do Brasil. As unidades aflorantes nesta são: (i) as Supracrustais Rocha (Unidade Quartzítica, Unidade dos "Xistos Verdes" e Unidade Faro de La Paloma), (ii) intrusões graníticas diversas (Complexo Granítico de Santa Tereza, Grano Sierra de Rocha, etc.), (iii) lascas tectônicas de gnaisses do embasamento pré-brasiliense e (iv) restos de uma bacia molássica (Cerros Aguirre).

Nas supracrustais metamórficas desta zona, a deformação e o metamorfismo decrescem para SE, com este alcançando condições epi ou anquimetamórficas na Unidade Faro de La Paloma, no extremo sudeste da faixa. A variação estrutural, no entanto, é mais marcante. Na porção mais ocidental da zona, a Unidade Quartzítica mostra-se afetada por F<sub>1</sub>, F<sub>2</sub> e F<sub>3</sub>, com as duas últimas vergentes para SE. O estilo estrutural deste trecho da zona é caracterizado como "imbricação tectônica", relacionada a F<sub>2</sub>, onde intercalam-se lascas tectônicas, com espessuras variáveis de uma centena de metros a alguns quilômetros, de litologias da Unidade Quartzítica, dos gnaisses do embasamento, de granitóides sin-tectônicos e milonitos diversos, tendo o conjunto mergulho forte a moderado para NW e sendo intrudido por pequenos plátanos tardíos e pós-tectônicos. Na porção central da zona, são também reconhecíveis as três primeiras fases brasilienses afetando a Unidade dos "Xistos Verdes". Esta ocorre estruturada em dobras D<sub>3</sub> fechadas com plano axial de forte mergulho para NW. Dobras intrafoliais D<sub>2</sub>, dobrando xistosidade S<sub>1</sub>, são localmente encontradas dentro da foliação de transposição S<sub>2</sub> desta unidade. Na porção mais sudeste da zona, nas praias de La Paloma e La Pedrera, ocorrem sedimentos anquimetamórficos da Unidade Faro de La Paloma, mostrando seu acamamento original (So) preservado e dobrado em dobras fechadas a cerradas (anticlinais e sinclinais) com plano-axial de forte mergulho para NW e gerando clivagem de fratura. Estas dobras que afetam So estão relacionadas a uma primeira fase que afeta a seqüência. Entretanto, a falta de continuidade física desta unidade com as demais não permite correlacionar esta fase com as anteriormente discutidas.

### III. CARACTERIZAÇÃO DAS UNIDADES E CORRELAÇÕES

As principais unidades litoestratigráficas e/ou tectonoestratigráficas do Cinturão Dom Feliciano no Uruguai são aqui reunidas em quatro categorias informais: (1) o embasamento pré-brasiliense, (2) as supracrustais metamórficas brasilienses (Supracrustais Lavalleja, Rocha e Paso del Dragon), (3) as coberturas não-metamórficas brasilienses (Formações Piedras de Afilar, Barriga Negra, Sierra de Anima e Sierra de Los Rios) e (4) os granitóides brasilienses (sin-, tardíos e pós-tectônicos). Neste capítulo estas unidades são descritas em base a informações de campo e pesquisa bibliográfica, sendo discutidas suas possibilidades.

veis correlações com o Escudo do Rio Grande do Sul.

### O Embasamento Pré-Brasiliiano

Amplas áreas gnáissicas e migmatíticas ocorrem no interior da faixa móvel, sendo que grande parte destas, através de análise estrutural (Machado e Fragoso Cesar, 1987), podem ser referidas como pré-brasilianas, considerando que apresentam todas as deformações reconhecidas nas seqüências supracrustais deste ciclo (e.g., Supracrustais Lavalleja) e ainda, no mínimo, uma fase deformacional anterior, presumida como pré-brasiliana. Desta forma, estes terrenos gnáissicos são interpretados como representantes do antigo embasamento siálico do cinturão no Uruguai. Evidentemente, estudos geocronológicos serão necessários para testar esta hipótese.

Nesta unidade predominam paragnisses bandados quartzosos, onde se intercalam bandas centimétricas de biotita (+ muscovita) gnaisses com gnaisses quartzo-feldspáticos, contendo ainda níveis de anfibolitos e piroxenitos localizados. Litológica e estruturalmente se assemelham aos Gnaisses Encantados do Rio Grande do Sul, datados por Rb-Sr em torno de 2200 Ma. (Cordani et al., 1974; Teixeira, 1982; Soliani Jr. et al. 1984; Soliani Jr., 1986), idade similar a do embasamento cratônico no Rio Grande do Sul (Soliani Jr. et al., 1984; Soliani Jr., 1986) e no Uruguai (Umpierre e Halpern, 1971).

Associados a estes gnaisses, Preciozzi et al. (1985) citam ortognaisses variáveis de básicos a ácidos (diorito-tonalito-granodiorito-granito) como parte do denominado "complejo neísico-migmatítico". Alertamos para a possibilidade de que parte destes pode representar granitóides pré-tectônicos brasilianos, como exemplificado no Rio Grande do Sul pelos Gnaisses Piratini (Fragoso Cesar et al., 1986), com idade Rb-Sr variáveis de 827 a 884 Ma. (Soliani Jr., 1986).

### As Supracrustais Metamórficas Brasilianas

Seqüências supracrustais metamórficas ocorrem nas três zonas do cinturão, tendo recebido as denominações de Lavalleja (Zona Ocidental), Paso del Dragon (Zona Central) e Rocha (Zona Oriental). Estas unidades tem sido classificadas nas categorias de grupo e formação, sem acompanhamento de uma análise estratigráfica compatível. Em vista disto, usaremos a referência informal de "supracrustais".

#### As Supracrustais Lavalleja

Constituem uma seqüência com milhares de metros de espessura onde se intercalam rochas calcáreas, clásticas e vulcanogênicas completamente deformadas e afetadas por metamorfismo de grau muito baixo a médio. Tanto o metamorfismo quanto a deformação decrescem para Oeste.

As rochas calcáreas (mármore calcíticos a dolomíticos) são diversificadas, sendo a principal facies textural bandada (bandas milimétricas a decimétricas), de cores cinza azulada e cinza esbranquiçada; subordinadamente com bandas róseas e ocres, que em função da deformação comumente evoluem a "pinch-and-swell" e "boudins". Outros tipos de mármores (branco, cinza-amarronado, avermelhados, etc.) possuem ocorrência mais restrita. Calcofilitos, calcoxistos, calcoarenitos, calcio-silicatadas, meta-margas, e, mais raramente, metacherts, BIFs (formações feríferas bandadas), níveis manganésíferos, e com gipsita, ocorrem localmente como intercalações delgadas.

Quartzitos, ocorrendo desde finas bandas intercaladas com outras litologias até espessos pacotes de várias centenas de metros de espessura, representam a litologia mais comum depois dos mármores. São predominantemente meta-ortoquartzitos (>95% de quartzo) brancos, fracamente sericíticos, comumente laminados e localmente preservando estruturas primárias (acamadamento gradacional, estratificação plano-paralela, laminação truncada por ondas, etc.). A granulometria varia de média a

muito fina. A maturidade composicional é elevada, apenas localmente ocorrendo níveis menos maduros de metasubarcóseos. Subordinadamente associam-se xistos e filitos quartzosos micáceos, assim como quartzitos maciços acinzentados.

Particularmente associados aos quartzitos, e em parte intercalados nas unidades calcária e vulcanogênica, ocorrem níveis, por vezes muito espessos, de micaxistas, metassiltitos e filitos diversos (principalmente meta-ritmitos a areia fina, silte e argila finamente interestratificados). Delgados níveis de metachert e de filitos grafíticos são localmente observáveis.

As rochas vulcanogênicas variam de ultrabásicas (raras) a ácidas. A associação mais comum compreende uma intercalação, de níveis centimétricos a métricos, de rochas metabásicas e intermediárias (basaltos e andesitos?), com tufo básicos, intermediários e ácidos, além de ritmitos vulcanogênicos (retrabalhamento de tufo por correntes de turbides?) e "tufo conglomerático" a bombas centimétricas. Localmente as metabásicas preservam amigdalas estiradas, sugerindo origem extrusiva. A ocorrência, embora rara, de níveis de xistos magnesianos intercalados na associação indica a presença de rochas ultrabásicas.

Outra unidade de origem ígnea, associada às Supracrustais La valleja, possivelmente representando termos plutônicos da unidade vulcanogênica, reúne gabros grosseiros isótropos a fortemente foliados e raros corpos ultramáficos, como reconhecidos na Ruta 12 a sudeste de Minas, particularmente nas proximidades da Cañada del Espinillo".

A análise estrutural efetuada nas Supracrustais Lavalleja e o reconhecimento em alguns locais de estruturas tectônicas indicativas de flanco normal ou inverso e de estruturas primárias caracterizando base e topo das camadas, permite uma avaliação preliminar da estratigrafia interna desta unidade. Estes elementos, embora não a nível conclusivo, sugerem que as unidades calcária e quartzítica, e suas intercalações diversas, ocorrem na base da seqüência, sendo capeadas pela unidade vulcanogênica (vide Machado e Fragoso Cesar, 1987).

As associações litológicas pré-metamórficas destas supracrustais sugerem duas paleogeografias distintas e superpostas. A unidade basal (calcáreos, arenitos maduros, pelitos diversos, cherts, BIFs, etc.), disposta sobre um embasamento siálico na margem de uma área continental (Paleocontinente Rio de La Plata), é compatível com seqüências depositadas em uma "margem continental do Tipo Atlântico", ou seja, uma plataforma continental ("shelf") tectonicamente estável. A deformação posterior, que envolve "fold nappes" (com lascas de embasamento no núcleo) vergentes para Oeste cavalcando litologias similares em condições autóctones (Machado e Fragoso Cesar, 1987), indica o encurtamento crustal que afetou esta área marinha durante os eventos orogênicos. A paleogeografia desta unidade corresponde a um "miogeossinclinal" ou "cunha mioclinal".

A unidade superior, vulcanogênica (com predomínio de rochas piroclásticas) associada a plútôns gábris formou-se em condições paleoambientais de instabilidade tectônica. A ocorrência de depósitos piroclásticos retrabalhados pela água e com intercalações de pelitos indica condições sub-aquosas, sugerindo uma bacia localizada junto a altos plutônio-vulcânicos, alimentada pelo vulcanismo e atividade piroclástica destes altos e por sedimentos provenientes de sua erosão. Desta forma, a unidade vulcanogênica aponta para uma paleogeografia do tipo "eugeossinclinal".

A ausência de estudos geocronológicos (tanto radiométricos quanto paleontológicos) de detalhe nestas supracrustais metamórficas não permite a definição precisa de sua idade. Bossi (1983) cita três determinações K-Ar em... "lavas básicas que escaparam al posterior metamorfismo" feitas por M. Umpierre, com valores de 910 Ma. (base do Proterozóico Superior).

Na continuidade da zona ocidental para o Rio Grande do Sul aflora uma seqüência supracrustal (Supracrustais Porongos) plenamente correlacionável às Supracrustais Lavalleja, a nível litológico, meta-

mórfico e estrutural (Machado et al., 1987). Nas Supracrustais Porongos também dominam os quartzitos, mármore e meta-pelitos, similares, a nível de afloramento, com os do Uruguai, afetados em iguais condições de metamorfismo e com as mesmas fases deformacionais e vergências. No topo da seqüência, conforme descrito por Jost e Bittencourt (1980), também ocorre uma unidade vulcanogênica onde predominam as litologias piroclásticas, denominada de "Complexo Cerro da Árvore".

#### As Supracrustais Rocha

Na Zona Oriental da faixa móvel foram reconhecidas três unidades distintas, descritas, de NW para SE, como (1) Unidade Quartzítica, (2) Unidade dos "Xistos Verdes" e (3) Unidade Faro de La Paloma. Mostram-se polideformadas e metamorfisadas em facies "xistos verdes". Aparentemente o metamorfismo e a deformação decrescem para leste, como sugerido pela deformação mais simples e pelo anquimetamorfismo que afeta a Unidade Faro de La Paloma.

A *Unidade Quartzítica*, que ocorre como fatias imbricadas entre lascas do embasamento gnáissico, é constituída por uma intercalação de sericita quartzitos médios e finos com quartzo xistos, meta-arcoseos finos, meta-siltitos, quartzo-muscovita-xistos, clorita-xistos, etc. Localmente, os quartzitos mostram-se grosseiros e impuros (meta-arenitos subarcosianos?) e os meta-arcoseos finos contém grãos de areia grossa esparsos na matriz sericítica.

A *Unidade dos "Xistos Verdes"* se caracteriza pela cor verde e pela densidade relativamente elevada das litologias, sugerindo um caráter vulcanogênico básico para os protolitos. São xistos cloritosos intercalados com níveis grauváquicos finos, filitos e ardósias cloríticas, xistos sericíticos e rochas verdes, maciças, contendo grãos limpidos de quartzo (amigdalas?) e pequenos cristais euédricos de pirita. Comumente o conjunto forma ritmitos cloríticos contendo pequenas lentes e fitas de quartzo leitoso concordantes com a principal xistosidade.

A *Unidade Faro de La Paloma* aflora nas praias de La Paloma e de La Pedrera, sendo a menos metamorfizada das supracrustais da Zona Oriental. É formada pela intercalação de meta-arenitos médios e finos sericíticos com níveis de meta-siltitos. Embora na associação predominem os meta-arenitos, localmente ocorrem pacotes métricos de meta-rittítos pelítico-arenosos. As estruturas primárias preservadas são comuns, destacando-se estratificação plano-paralela, estratificação cruzada "hummocky" de pequeno porte e alguns níveis de meta-arenitos maciços e outros com acamadamento gradacional. As litologias e suas estruturas primárias sugerem que o conjunto é formado por ritmitos tipo "tempestitos" (sensu Seilacher, 1982).

A falta de continuidade física entre estas três unidades na área estudada, em função de amplas áreas de cobertura quaternária, não permite inferências sobre suas relações estratigráficas. Entretanto, em que pesem as diferenças de metamorfismo e deformação, as Unidades Quartzítica e Faro de La Paloma são possivelmente correlatas. Esta última, em particular, aparenta ter sido depositada em ambiente marinho de águas rasas cuja sedimentação foi influenciada por ondas de tempestade em condições tectônicas razoavelmente estáveis, possivelmente em uma plataforma continental. Em condições tectônicas bem mais ativas formou-se a Unidade dos Xistos Verdes, como sugerido pela contribuição vulcanogênica de suas litologias.

A idade destas unidades não foi ainda objeto de estudos. Preliminarmente esta tem sido inferida como Proterozóico Superior.

#### As Supracrustais Paso del Dragon

Em trechos da área granítico-gnássica da Zona Central ocorrem enclaves supracrustais mapeáveis, como os descritos no extremo setentrional do Uruguai como "Formação Paso del Dragon (Preciozzi et al.

1979, 1985), constituídos por xistos a biotita e muscovita associados a xistos básicos e anfibolitos. Estas supracrustais ocorrem na forma de um arco de direção NE a ENE que se estende até a fronteira com o Rio Grande do Sul (fig. 1). Neste Estado, pela disposição geográfica e estrutural, possivelmente passam para uma seqüência de xistos diversos que intercalam quartzitos e mármore entre Jaguarão e Erval (Fragoso Cesar et al., 1986).

### As Coberturas Não-Metamórficas Brasilianas

Unidades supracrustais brasilianas pouco deformadas e incipientemente a não metamorfisadas ocorrem em áreas pequenas preservadas pela erosão, dispostas em três situações petrotectônicas distintas: (1) como cobertura cratônica (Formação Piedras de Afilar) situada próxima à faixa móvel, sobre a borda cratônica reativada; (2) como depósitos molássicos (Formação Barriga Negra) discordantes sobre os metamorfitos das zonas ocidental e oriental; e (3) como complexos vulcânicos-hipoabissais sieníticos (Formação Sierra de Animas) e riolíticos (Formação Sierra de Los Rios) do encerramento do Ciclo Brasiliano.

#### A Formação Piedras de Afilar: uma cobertura cratônica brasileira

Esta unidade, estudada e mapeada por Jones (1956), possui seção tipo no Sudeste do Departamento de Canelones.

O trabalho mais recente nesta unidade deve-se a Coronel et al. (1982).

Em sua seção-tipo, esta formação ocorre em cristas de orientação NW-SE com mergulho geral dos estratos para SW, predominantemente em torno de 30°. Litologicamente, de acordo com Coronel et al. (1982) e nossas observações de campo, inicia-se com uma seqüência arenosa (~ 250 m) que passa para depósitos siltic-arenosos e calcários (~ 350 m). A seqüência arenosa é constituída, na base, por arenitos grosseiros, ortoquartzíticos a quartzo-feldspáticos, de cores brancas e avermelhadas por oxidação, que passam para uma fina interestratificação de arenitos ortoquartzíticos finos e médios, de alta maturidade química e textural (grãos muito bem arredondados), com estruturas primárias (estratos cruzados, marcas de onda simétricas e estratificação plano-paralela) preservadas. No topo esta seqüência começa a intercalar níveis de siltitos marcando a transição para a seqüência siltic-arenosa. Nesta, predominam os siltitos e arenitos muito finos, formando ritmitos finos, onde se observa acamamento gradacional normal, estratificação plano-paralela e, ocasionalmente, níveis com marcas de onda simétricas. Níveis arenosos ocorrem intercalados. Esta seqüência encerra com calcários finos, de cores acinzentadas e negras, localmente arenosos e com intercalações de siltitos. Na parte superior da formação é descrita a intrusão de rochas básicas (diabásio a gabro) responsáveis por metamorfismo de contato na facies epidoto-cornubianito (Caorsi e Goñi, 1958).

As estruturas primárias da seqüência arenosa, principalmente estratificação cruzada planar, indicam paleocorrentes para o setor oriental, predominantemente para NE e E, conforme nossas medidas e pelas citadas por Jones (1956) e Coronel et al. (1982).

A alta maturidade química e textural desta unidade, assim como suas estruturas primárias, indicam deposição em bacia marinha sob condições de grande tranquilidade tectônica, possivelmente em ambiente costeiro a marinho raso, com o mar (ou oceano) extendendo-se para leste e nordeste, como apontado pelas paleocorrentes. Estas características implicam em uma evolução anterior à formação da cadeia de montanhas do Cinturão Dom Feliciano, que soergueu-se imediatamente a leste desta unidade no fim do Proterozóico Superior e início do Paleozóico, descartando a possibilidade, portanto, de que esta formação seja molássica e de idade cambro-ordoviciana, como já sugerido por diversos autores (Ferrando e Fernandez, 1971; Bossi et al. 1975; Preciozzi et al., 1979, 1985). Por outro lado, considerando sua estratigrafia (ortoquartzitos, ritmi-

tos finos e calcáreos), posição sobre a área cratônica pouco afetada pela orogênese brasileira e paleogeografia (margem de um mar ou oceano que se extendia para leste), é cabível correlacionar esta unidade com as seqüências metamórficas de mármore, quartzitos e metapelitos das Supracrustais Lavalleja. Desta forma, ambas unidades (Piedras de Afilar e Lavalleja), representariam depósitos marinhos de pré-inversão, sendo que enquanto a primeira, por sua posição geográfica mais ocidental foi poupar da tectonogênese brasileira, a outra, extensão mais oriental da primeira, foi profundamente envolvida pelo tectonismo e metamorfismo do Ciclo Brasiliense. Caorsi e Goñi (1958) já haviam sugerido esta correlação.

A idade da Formação Piedras de Afilar, em face a esta correlação, deve ser a mesma anteriormente discutida para as Supracrustais Lavalleja, isto é, na base do Proterozóico Superior.

No Rio Grande do Sul, até o momento, não se identificou uma unidade que possa ser correlacionada a esta formação.

#### Formação Barriga Negra: depósitos molássicos do encerramento do Ciclo Brasiliense

Os depósitos molássicos relacionados à enérgica erosão que afetou a cadeia de montanhas brasileira no Uruguai são reunidos na Formação Barriga Negra, constituída por seqüências clásticas imaturas anteriormente correlacionadas à Formação Piedras de Afilar (Bossi, 1966; Bossi et al., 1975; Ferrando e Fernandez, 1971). O termo "Barriga Negra" foi introduzido por Preciozzi et al. (1979) na categoria de membro da Formação Piedras de Afilar, referindo-se a associação dos depósitos clásticos imaturos com calcários da região de Polanco. Posteriormente, Preciozzi et al. (1985) redefiniram esta associação como Grupo Barriga Negra.

Nos trabalhos de campo observamos que: (i) a marcante distinção entre litologias, grau de maturidade, ambiente deposicional e condições tectônicas durante a sedimentação não permite correlação entre os depósitos clásticos de Barriga Negra e a Formação Piedras de Afilar; (ii) os calcários que compõem a associação "Membro ou Grupo Barriga Negra" o correm discordantemente sob as seqüências clásticas, sendo correlacionáveis aos mármore dolomíticos das Supracrustais Lavalleja. Em trabalhos recentes na região de Barriga Negra, o Dr. J. Bossi e sua equipe (inf. verbal) chegaram às mesmas conclusões, tendo inclusive mapeado a discordância entre os calcários e os depósitos clásticos.

Em face a estes elementos, propomos a designação de Formação Barriga Negra para reunir as seqüências clásticas imaturas que afloram a leste da localidade de Polanco, na região do arroyo Barriga Negra. De acordo com esta proposição, a Formação Barriga Negra é constituída por arenitos conglomeráticos, arenitos diversos, conglomerados e siltitos, tendo o conjunto uma composição arcoseana e grande imaturidade textural. A facies predominante é formada por pacotes grosseiramente tabulares de arenitos, comumente conglomeráticos, contendo lentes decimétricas a decamétricas de conglomerados. Estruturas primárias são comuns, predominando estratificação cruzada (acanalada e tabular); subordinadamente ocorrendo laminação plano-paralela. Imbricação de seixos nas lentes de conglomerados é outra estrutura comum. Localmente, marcando a base da seqüência, ocorrem pacotes de conglomerados com incipiente organização interna e arcabouço suportado pela matriz.

As características texturais e estruturais deste conjunto são compatíveis com depósitos gerados em canais fluviais entrelaçados ("braided alluvial plain") com leques aluviais associados nas porções marginais da bacia.

As demais facies são também arenosas, porém contendo siltitos em proporções significativas, e também relacionadas ao sistema leque-planicie aluvial. Uma das facies é representada por pacotes delgados (cm-dm) de boa tabularidade de arenitos arcoseanos médios, por vezes com cruzadas de pequeno porte, intercalados com siltitos com laminação plano-paralela, cor marrom avermelhada e dobras atectônicas (slumps). Em

que pese a não observação de outras estruturas primárias, a associação de campo sugere que esta facies representa a entrada dos rios em um corpo d'água, formando um possível delta lacustre. A outra facies, reconhecida próximo a Estância de Francisco Vidal, é formada por um conjunto granocrescente que inicia com siltitos e arenitos finos de cor amarronada, com estratificação plano-paralela e fendas de ressecamento, localmente contendo grãos de areia grossa, grânulos e pequenos seixos esparsos. Para o topo estes sedimentos finos começam a intercalar camadas centimétricas de arenitos médios micáceos, contendo também grânulos e seixos esparsos. Nesta porção superior, os níveis mais finos contém ainda marcas de ondas assimétricas de crista sinuosa, quase linguóides. Gradualmente estes níveis arenopelíticos passam para um pacote espesso decamétrico, de arenitos arcoseanos médios e grosseiros, conglomeráticos, intercalados com níveis de conglomerados a seixos e blocos angulosos, chegando a ruditos desorganizados com clastos angulosos de até 20 cm de diâmetro máximo. Esta facies representa o avanço de um leque a luvial diretamente em um corpo d'água, formando um leque costeiro.

Estruturalmente, estes depósitos continentais da Zona Ocidental afloram como resíduos bacinais poupadados pela erosão e orientados segundo N-S, com mergulhos de até 40°, centrípetos em relação as ocorrências. Representam depósitos de antigos grábens intramontanos (ou um gráben maior), que possivelmente poderiam fazer parte de um complexo de antefossa molássica, dada a posição destas ocorrências próxima ao limite cinturão-cráton. A proveniência (granitos diversos, mármore, quartzitos, xistos e sedimentos da própria unidade - pelitos e arenitos) identifica as áreas fontes circundantes (Supracrustais Lavalleja e granitóides intrusivos) e o processo de autofagia durante a evolução da unidade.

Outras ocorrências uruguaias, aparentemente também de caráter molássico, talvez sejam correlacionáveis a esta formação. Nos Cerros Aguirre, já na Zona Oriental do cinturão, Bossi (1966) descreve uma seqüência granocrescente de siltitos, arenitos arcoseanos e conglomerados embutidos por falhas em metamorfitos das Supracrustais Rocha.

No Rio Grande do Sul, uma unidade extremamente similar à Formação Barriga Negra, tanto no caráter textural, estrutural, paleoambiental e tectônico como no aspecto de campo, é a Formação Guaritas. Esta similaridade sugere que ambas são correlatas e que a Formação Barriga Negra é de idade cambriana, como estimado para a Formação Guaritas (Bonhomme e Ribeiro, 1982; Soliani Jr. et al. 1984; Soliani Jr., 1986; Fragozo Cesar et al., 1984, 1985).

As Formações Sierra de Animas e Sierra de los Ríos: atividade hipoabissal, vulcânica e piroclástica do encerramento do Ciclo Brasiliense

A atividade vulcânica terminal do Ciclo Brasiliense, contemporânea à granitogênese pós-tectônica, é representada na área uruguai da Cinturão Dom Feliciano pelas ocorrências de Sierra de Animas e Sierra de los Ríos, a primeira exposta no extremo SW do cinturão, ao longo do limite deste com o Cráton do Rio de La Plata, e a segunda aflorando no extremo setentrional na Zona Central do cinturão, próximo à fronteira com o Brasil (fig. 1).

A Formação Sierra de Animas, descrita em diversos trabalhos (Mac Millan, 1933; Caorsi e Goñi, 1958; Bossi, 1966; Bossi e Fernandez, 1963; Bossi et al. 1975; Ferrando e Fernandez, 1971; Preciozzi et al. 1979, 1985, entre outros), é formada por rochas alcalinas com anfibólios sódicos (arfvedsonita, glaucofano e riebeckita) constituindo um grande dique (~ 55 km x 8 km) com porções extrusivas preservadas, litologicamente composta por sienitos (desde pegmatíticos até finos), quartzo sienitos, traquitos, riolitos e ignimbritos. De acordo com Bossi e Fernandez (1963) e Bossi (1966), na região entre Piriápolis e Pan de Azucar este complexo hipoabissal-vulcânico aflora como um dique anelar com núcleo quartzo sienítico (Cerro Pan de Azucar) circundado por sienitos pegmatíticos (Sierra de Las Palmas) que transicionam ao Norte para

microsienitos e traquitos (Sierra de Animas) e para sul e leste a riolitos (Cerros de los Burros, del Ingles e del Toro).

A idade desta formação foi determinada por Umpierre (1965, apud Bossi, 1966 e Ferrando e Fernandez, 1971) como cambriana. Dados K-Ar em Rocha Total e em K-feldspatos deram cifras entre 480 e 520 Ma., e em anfibólio em torno de 550 Ma., que deve refletir com mais precisão a idade real do magmatismo alcalino. No Rio Grande do Sul, a unidade, possivelmente, correlata a esta é representada pelo Sienito Piquirí (580 Ma. datado por K-Ar em anfibólio; Cordani et al., 1974), que litologicamente, no entanto, guarda fortes distinções: não é formado por anfibólios sódicos, porém por hornblenda e piroxênio, além de K-feldspato.

A Formação Sierra de los Rios (Elizalde et al., 1970; Ferrando e Fernandez, 1971; Preciozzi et al. 1979, 1985), assim como Sierra de Animas, também constitui um complexo hipoabissal-vulcânico, petrograficamente constituído por riolitos porfiríticos (fenocristais de ortoclássio e albita), traquitos porfiríticos e, subordinadamente, quartzo sieníticos finos, localmente contendo anfibólio sódico (riebeckita). Nas porções extrusivas são freqüentes estruturas de fluxo ígneo.

Embora esta unidade não tenha ainda sido investigada geocronologicamente, sua correlação com os riolitos Asperezas (Fragoso Cesar et al. 1986), litótica e estruturalmente similares e aflorantes próximos da fronteira, possivelmente com continuidade física, permite inferir uma idade em torno de 550 Ma., como obtida nos riolitos correlatos do Rio Grande do Sul (Soliani Jr., 1986).

### Os Granitóides Brasilianos

Uma grande diversidade de tipos graníticos (e rochas relacionadas) afetam o Cinturão Dom Feliciano no Uruguai. De maneira preliminar, tectonicamente estes granitóides podem ser divididos em dois grandes conjuntos: (i) granitóides sin-tectônicos e (ii) granitóides tardí-pós-tectônicos, como já ensaiado em Bossi et al. (1975) e Preciozzi et al. (1985). O critério aqui utilizado nesta classificação magma - tectônica foi de separá-los em função da fase deformacional durante a qual ocorreu o alojamento dos corpos. Desta forma, consideramos como sin-tectônicos os granitóides gerados durante F2, a principal fase deformacional do Ciclo Brasiliense no cinturão (vide Machado e Fragoso Cesar, 1987, neste simpósio), alojados nos núcleos de grandes dobras recumbentes D2; (ii) como tardí-tectônicos, aqueles intrudidos durante F3, em antiformas abertas a assimétricas D3, e (iii) como pós-tectônicos os gerados durante F4, normalmente truncando as dobras D2 e D3. Dado o caráter preliminar deste trabalho, nem sempre foi possível distinguir no campo os granitos sin-F3 e sin-F4, ou seja, os tardí-tectônicos e pós-tectônicos de forma que os trataremos conjuntamente aqui.

#### Os Granitóides Sin-Tectônicos

Os granitóides gerados durante F2 ocorrem em todo o cinturão, tendo sido estudados no presente trabalho na porção meridional das Zonas Ocidental e Central. Como exposto nas figs. 1 e 2, eles ocorrem preferencialmente intrudidos nos gnaisses pré-brasilianos, que constituem o embasamento da faixa móvel. A causa desta associação deve-se ao estilo estrutural de F2: o desenvolvimento de grandes dobras recumbentes contendo lascas de embasamento nos seus núcleos, que evoluem a nappes de cobertura e de embasamento. Como a granitogênese sin-tectônica desenvolveu-se durante esta deformação, o sítio preferencial das intrusões foi o núcleo das dobras D2, afetando, portanto, prioritariamente, as lascas de embasamento ali alojadas.

Petrograficamente predominam os monzogranitos, com granitos, granodioritos e quartzo monzonitos associados, sempre biotíticos, com anfibólio subordinado, e de cores cinza, rosa e cinza-rosada. Como acessórios comuns ocorrem esfeno, apatita e zircão. A textura característica é porfirítica, com megacristais euédricos a ovalados de K-feldspato

de até 7 cm. Como regra, associados aos granitóides porfiríticos ocorrem intercalações decimétricas a decamétricas, concordantes a sub-concordantes (sin a tardí-F2), de granitos róseos foliados, de granulometria fina a grosseira. Também comum é a presença nestes corpos de diaclasamento tipo "stock-work" preenchidos por veios de quartzo e de granitos diversos. Enclaves de gnaisses e de rochas básicas, derivados do embasamento antigo e/ou de granitóides pré-tectônicos são localmente observáveis.

Estes granitóides são comumente foliados, por vezes ocorrendo isótropos. Observações ao longo da Ruta 12, saindo da Ruta 9 em sentido a Minas, mostram a passagem transicional entre granitóides fortemente deformados a isótropos. Os primeiros, sempre dispostos junto à encaixante gnáissica ou planos de nappes, possuem fortemente impressa a foliação S2, que lhes dá um caráter variável entre gnaisse bandado e gnaisse oftalmítico. Em sentido ao centro do corpo, a foliação tectônica se dilui sendo substituída por uma foliação concordante porém gerada em condições de fluxo ígneo (Si). Esta orientação primária de biotitas, anfibólios e K-feldspatos euédricos, por vezes imbricados, indica a orientação preferencial do escoamento magmático, fortemente condicionada pela deformação concomitante que afeta sua encaixante. Nas porções mais internas do corpo, os efeitos de deformação e de movimentação magmática tornam-se sutis ou imperceptíveis, não imprimindo um caráter anisótropo na rocha.

Faixas de zonas miloníticas são comuns nestes corpos. Algumas são de baixo ângulo e mostram-se concordantes com S2, indicando seu desenvolvimento durante o evento de nappismo sin-F2. Nestas rochas miloníticas, assim como nos granitóides com foliação S2 e/ou Si, são localmente observáveis dobras D3. As faixas miloníticas mais comuns, no entanto, são verticalizadas, com espessura até quilométrica, e estão relacionadas a grandes zonas de cisalhamento trancorrente, cujo melhor exemplo no Uruguai é a zona de Cisalhamento de Sierra Ballena (Machado e Fragoso Cesar, 1987). A foliação milonítica impressa nos granitóides nestas zonas é concordante com clivagens pouco penetrativas que os afetam em outros trechos, e podem estar relacionada não apenas as zonas de cisalhamento, mas também à evolução das dobras D3, pois também são concordantes com a clivagem S3 que afeta outras rochas.

Estes granitóides sin-tectônicos apresentam grande similaridade litológica, textural e estrutural com os granitóides da Suite Pinheiro Machado (Fragoso Cesar et al., 1986) do Rio Grande do Sul, sendo plenamente correlacionáveis a estes.

Umpierre e Halpern (1971) efetuaram análises geocronológicas em granitóides do cinturão no Uruguai, sem no entanto, distinguir claramente o posicionamento magma-tectônico destes. De qualquer forma, os dados Rb-Sr apontaram idades entre 500-600 Ma.. Já na Suite Pinheiro Machado, uma isócrona Rb-Sr de referência regional com 9 pontos sugere idade de  $775 \pm 36$  Ma., com  $Ro = 0,7060$  (Soliani Jr., 1986).

### Os Granitóides Tardi- e pós-tectônicos

Constituem diversas intrusões, variáveis de grandes corpos sub-batolíticos (e.g., Aiguá, Garzon, Santa Tereza, Polanco, etc.) a pequenos "stocks" e "sheets" (e.g., Policlínica, Minas, Mataojos, Guazumambi, Arroyo de Los Molles, etc.). Como regra, os corpos pequenos são formados por uma única intrusão, enquanto os maiores, como exemplificado pelo Complexo de Santa Tereza, representam corpos multi-intrusivos e polifásicos, compostos por intrusões tardi-e pós-tectônicas.

Estruturalmente, os corpos graníticos são predominantemente indeformados. Alguns, porém, contêm foliação protomilonítica ou clivagem de fratura penetrativa. Ocorrem sempre em zonas de falhas regionais, e sua estruturação indica se a intrusão é sincinematíca ao movimentos das falhas ou posterior a estes. Por outro lado, a clivagem subvertical que afeta alguns corpos mostra-se concordante com a clivagem S3, plano axial a dobras D3, impressa nos metamorfitos encaixantes, in-

dicando que estes corpos são sin-F3, ou seja, tardi-tectônicos.

Entre os tipos graníticos observados, seja em intrusões isoladas ou associados em corpos multi-intrusivos, destacam-se os seguintes:

(1) *Biotita (+ anfibólio) granitos róseos*: equigranulares (localmente inequigranulares) de grão variável de fina a grosseira; estruturação variável de maciça a protomilonítica; petrograficamente representados por sienogranitos (termo predominante) associados a K-feldspato granitos, monzogranitos e quartzo sienitos. A similaridade litológica e estrutural destes granitos com os da Suite Dom Feliciano do Rio Grande do Sul (Fragoso Cesar et al., 1986) permite uma correlação direta. No Rio Grande do Sul, dados geocronológicos obtidos em corpos correlatos tem indicado idades Rb-Sr em torno de 550 Ma. e  $Ro = 0,7090$  (Soliani Jr., 1986).

(2) *Muscovita (+ biotita) granitos róseo-amarelados*: equigranulares a porfiríticos, de granulometria fina a média; maciços a foliados (foliação protomilonítica ou clivagem de fratura). São sienogranitos e monzogranitos ricos em quartzo, podendo ainda, conter turmalina e granada como acessórios abundantes. Sua associação de campo (normalmente intrudidos em metassedimentos), mineralogia e presença de xenólitos de metassedimentos atestam seu caráter de granito tipo-S (sensu Chappell e White, 1974), gerados por anatexia sobre metassedimentos, seja das Supracrustais Lavalleja ou de paragnisses do embasamento (e.g. granito de Sierra de Rocha). Estes granitos possuem grande similaridade com os da Suite Cordilheira do Rio Grande do Sul (Picada, 1971, Fragoso Cesar et al., 1986). Entretanto, no Uruguai eles ocorrem indiscernivelmente em todo o cinturão, enquanto que no Rio Grande do Sul, aparentemente, estão condicionados a Zona de Cisalhamento da Dorsal do Canguçu. Uma correlação direta pode ser feita com granitos Tipo-S uruguaios alojados na Zona de Cisalhamento de Sierra Ballena (extensão uruguai da Dorsal do Canguçú), como exemplificado pelo granito de José Pedro Varela, situado a SW de Treinta y Tres. A idade destes granitos, tanto no Uruguai como no Rio Grande do Sul, não foi ainda determinada.

(3) *Biotita granitos porfiríticos*: maciços, localmente com fluxo ígneo impresso em fenocristais euédricos de K-feldspatos orientados. Petrograficamente, em função do teor de fenocristais, predominam sienogranitos e monzogranitos, sendo a matriz de composição granodiorítica a tonalítica. Litologicamente se assemelham aos granitos da Suite Encruzilhada do Sul, do Rio Grande do Sul (Fragoso Cesar et al. 1986), cujas idades geocronológicas publicadas (Cordani et al., 1974; Teixeira, 1982; Soliani Jr., 1986) têm apontado valores entre 670-500 Ma. Entretanto, o fato desta suite ser intrudida pelo Sienito Piquiri (580 Ma.; K-Ar em anfibólio) lhe assegura uma idade superior a 570 Ma. e, portanto no topo do Proterozóico Superior.

(4) *Biotita (+ anfibólio) granodioritos cinza*: maciços e equigranulares (localmente com fenocristais esparsos), ricos em biotita; composição granodiorítica básica até tonalítica, contendo enclaves bióticos e microgranulares maficos. Até o momento não se conhece correlato no Rio Grande do Sul).

#### IV. CONSIDERAÇÕES SOBRE A EVOLUÇÃO TECTÔNICA

As unidades e estruturas observadas e analisadas na extensão uruguai do Cinturão Dom Feliciano, e suas correlativas no Escudo do Rio Grande do Sul, são compatíveis com um modelo evolutivo calcado na Teoria de Tectônica de Placas. De acordo com este modelo, já ensaiado para todo o cinturão em Fragoso Cesar et al. (1982a, b), e particularmente para os terrenos graníticos desta faixa no Rio Grande do Sul em Fragoso Cesar et al. (1986), as unidades brasilianas do Uruguai podem ser relacionadas aos diversos estágios evolutivos do (paleo) Oceano de Adamastor, termo cunhado por C. Hartnady (apud Hartnady et al. 1985) para o oceano que no Précambriano Superior teria se desenvolvido entre

os paleocontinentes do Rio de La Plata e Kalahari. Estes estágios e seus produtos são abaixo sinteticamente discutidos. Seus limites temporais, embora muito imprecisos, decorrem dos dados geocronológicos atualmente disponíveis para o Rio Grande do Sul e Uruguai.

#### Estágio I (~1000-900 Ma.): Abertura do Oceano de Adamastor

Neste estágio, na borda oriental do então individualizado paleocontinente do Rio de La Plata desenvolveu-se uma plataforma continental do tipo-Atlântico. Os depósitos desta plataforma, que constituem uma cunha mioclinal, estão bem preservados na Zona Ocidental pela seqüência basal (quartzitos, meta-calcáreos e meta-pelitos) das Supracrustais Lavalleja, e localizadamente no Craton do Rio de La Plata pelos depósitos correlatos da Formação Piedras de Afilar. Uma possível extensão da cunha mioclinal para a Zona Central e Oriental pode estar preservada nas Supracrustais Paso del Dragon e nas Unidades Quartzítica e Faro del La Paloma das Supracrustais Rocha.

#### Estágio II (~900-800 Ma.): Fechamento do Oceano de Adamastor

Geração, neste estágio, de uma zona de subducção de litosfera oceânica sob a borda oriental do paleocontinente Rio de La Plata, desenvolvendo um arco magmático tipo-Andino com intrusões de granitóides pré-tectônicos (bem representados pelos Gnaisses Piratini no RS) e vulcanismo básico a ácido nas bacias preservadas nas Zonas Ocidental (Seqüência Vulcanogênica das Supracrustais Lavalleja) e Oriental (Unidade dos Xistos Verdes).

#### Estágio III (~800-680 Ma.): Colisão dos Paleocontinentes Rio de La Plata e Kalahari

Como produtos da colisão, cuja sutura ofiolítica é reconhecida no lado africano (Faixa Khomas e Cinturão Gariep; Hartnady et al., 1985), desenvolveram-se as principais fases metamórficas e deformacionais, com geração de dobras precoces (D1 e D2) com vergência centrífuga que evoluem a nappes na Zona Ocidental (Nappe Minas; Machado e Fragoso Cesar, 1987) vergentes contra o Cráton do Rio de La Plata, e que na Zona Oriental são vergentes contra o Cráton do Kalahari. Neste estágio formaram-se grandes corpos de granitóides sintectônicos, principalmente por fusão crustal devido ao grande espessamento e encurtamento que afetou a crosta.

#### Estágio IV (~680-500 Ma.): soerguimento pós-colisional do cinturão

Com o arrefecimento da compressão colisional, cujo último reflexo é registrado pela terceira fase de deformação (F3) e desenvolvimento de grandes zonas de cisalhamento verticais (e.g. Zona de Cisalhamento de Sierra Ballena), predominou o soerguimento isostático do orógeno, acompanhado pela quarta Fase (F4), responsável pela estruturação terminal de "Domos e Bacias". Durante este estágio formaram-se os granitóides tardíos e pós-tectônicos, estes últimos tendo ainda preservados restos de sua atividade hipoabissal e vulcânica (Formações Sierra de Los Rios e Sierra de Animas). Nas bacias resultantes desta estruturação final depositaram-se as molassas pós-tectônicas da Formação Barriga Negra.

Após o encerramento do Ciclo Brasiliano e formação da megaplaca de Gondwana estabeleceram-se as condições de estabilidade plataforma, registrada no Uruguai pelos depósitos devonianos das Formações La Paloma, Cordobes e Cerreuelo.

#### AGRADECIMENTOS

O desenvolvimento deste trabalho no Uruguai deveu-se ao apoio

financeiro e logístico da Dirección Nacional de Minería y Geología, a cujo Diretor Nacional, Eng. Roberto Ghiringhelli, somos gratos. Nos trabalhos de campo, o Sr. Martin Machado é credor de nossa gratidão, pela sua participação como motorista, cozinheiro e amigo. Os trabalhos de datilografia foram executados pela Sra. Claudete Salinas, e os desenhos pelo Sr. Reinaldo Castellón, a quem devemos o acabamento final do trabalho.

Os primeiros autores (A.R.S.F.C. e R.M.) são particularmente gratos ao CNPq e pelas bolsas de pesquisa.

#### BIBLIOGRAFIA

- Almeida, F.F.M.; 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, (Nairn & Stehli, Eds.), Plenum, p. 1411-1446, New York.
- Basei, M.A.S. (1985) Cinturão Dom Feliciano em Santa Catarina. Tese de Doutoramento, Curso de Pós-Graduação em Geociências do IGUSP. São Paulo (inédito).
- Bonhomme, M.G. e Ribeiro, M.J. (1983) Datações K-Ar das Argilas Associadas a Mineralizações de Cobre da Mina Camaquã e de suas Encaixantes. Atas do Iº Simp. Sul-Bras. Geol., p. 82-88, Porto Alegre.
- Bossi, J. (1966) Geología del Uruguay. Univ. Republ. Depto. Publ., Montevideo. Col. Ciénc., 2: 1-469.
- Bossi, J. (1983) Breve Reseña sobre el Conocimiento Geológico del Escudo Predevoniano en Uruguay (Sud América). Zbl. Geol. Palaont. Teil I (3/4): 417-429, Stuttgart.
- Bossi, J.; Ferrando, L. e Albanell, H. (1967) Basamento Cristalino del Sureste de Uruguay. UNESCO (inédito).
- Bossi, J.; Ferrando, L.; Fernandez, A.; Elizalde, G.; Morales, H.; Ledesma, J.J.; Carballo, E.; Medina, E.; Ford, J. e Montaña, J. (1975) Carta Geológica del Uruguay (1:1000000). Dir. Suelos y Fertil.; Min. Agr. Pesca. Montevideo.
- Caorsi, J.; Goñi, J.C. (1958) Geología Uruguaya. Bol. Inst. Geol. Uruguay. Montevideo, 37: 1-73.
- Chappell, B.W.; White, A.J.R. (1974) Two contrasting granite types. Pacific Geology., 8: 173-174.
- Cordani, U.G. (1974) Comentário sobre as Determinações Geocronológicas disponíveis nas Folhas Assunción e Curitiba. In: Carta Geológica do Brasil ao Milionésimo, Texto Explicativo das Folhas Assunción e Curitiba, DNPM, p. 58-72, Brasília.
- Cordani, U.G.; Halpern, M. e Berenholc, M. (1974) Comentários sobre as Determinações Geocronológicas na Folha Porto Alegre. In: Carta Geológica do Brasil ao Milionésimo, Texto Explicativo das Folhas Porto Alegre e Lagoa Mirim. DNPM, p. 70-84, Brasília.
- Coronel, N.; Oyhantcabal, P.; Spoturno, J. (1982) Consideraciones Estruturales de la Formación Piedras de Afilar em su área tipo, en los Arredores de La Estación Piedras de Afilar, Depto. Canelones, Uruguay. Actas del 5º Cong. Latinoamer. Geol., Buenos Aires, Argentina.
- Ferrando, L.A.; Fernandez, A.N. (1971) Esquema Tectônico Cronoestratigráfico do Brasil ao Milionésimo. In: Carta Geológica do Brasil ao Milionésimo, Texto Explicativo das Folhas Assunción e Curitiba, DNPM, p. 1-57, Brasília.

gráfico del Predevoniano en Uruguay. An. XXX Congr. Bras. Geol., 1: 199-210, São Paulo.

Fragoso Cesar, A.R.S. (1980) O Cráton do Rio de La Plata e o Cinturão Dom Feliciano no Escudo Uruguai-Sul-riograndense. An. XXXI Congr. Bras. Geol., 5: 2879-2892, Camboriú.

Fragoso Cesar, A.R.S.; Faccini, U.B.; Paim, P.S.G.; Lavina, E.L.; Altamirano, J.R.F. (1985) Revisão na Estratigrafia das Molassas do Ciclo Brasiliense no Rio Grande do Sul. Atas II Simp. Sul-bras. Geol., p. 477-491, Florianópolis.

Fragoso Cesar, A.R.S.; Figueiredo, M.C.H.; Soliani Jr., E.; Faccini, U.F. (1986) O Batólito Pelotas (Proterozoico Superior/Eo-paleozóico) no Escudo do Rio Grande do Sul. Anais do XXXIV Congr. Bras. Geol., Goiânia, 1322-1342.

Fragoso Cesar, A.R.S.; Lavina, E.L.; Paim, P.S.G.; Faccini, U.F. (1984) A Antefossa Molássica do Cinturão Dom Feliciano no Escudo do Rio Grande do Sul. An. XXXIII Congr. Bras. Geol., 7: 2372-3283, Rio de Janeiro.

Fragoso Cesar, A.R.S.; Soliani Jr., E. (1984) Compartimentação Tectônica do Cráton do Rio de La Plata. An. XXXIII Congr. Bras. Geol., 5: 2426-2434, Rio de Janeiro.

Fragoso Cesar, A.R.S.; Wernick, E.; Soliani Jr., E. (1982a) Associações Petrotectônicas do Cinturão Dom Feliciano (SE de Plataforma Sul-Americanas). An. XXXII Congr. Bras. Geol., 1: 1-12, Salvador.

Fragoso Cesar, A.R.S.; Wernick, E.; Soliani Jr., E. (1982b) Evolução Geotectônica do Cinturão Dom Feliciano - Uma contribuição através da aplicação do modelo de tectônica de placas. An. XXXII Congr. Bras. Geol., 1: 13-23, Salvador.

Elizalde, G.; Eugui, W.; Verdesio, J.; Stapff, M.; Tellechea, J. (1970) Carta Geológica del Uruguay a Escala 1/100.000, segmento Aceguá, Sector XXX. Depto. Publ. Univ. Republ., Montevideo, Uruguay.

Higgins, M.W. (1971) Cataclastic rocks. U.S.G.S. Prof. Paper, 687:1-77.

Hart, S. (1966) Radiometric Ages in Uruguay and Argentina and their Implications Concerning Continental Drift. Geol. Soc. Am. Annual Meeting, San Francisco.

Hartnady, C.; Joubert, P.; Stowe, C. (1985) Proterozoic Crustal Evolution in Southwestern Africa. Episodes, 8(4): 236-244, Ontário.

Hasui, Y.; Carneiro, C.D.R. e Coimbra, A.M. (1975) The Ribeira Folded Belt. Rev. Bras. Geoc., 5(4):257-266, São Paulo.

Jones, G. (1956) Memoria Explicativa y Mapa Geológico de la Región Oriental del Departamento de Canelones. Inst. Geol. Uruguay. Bol. 34, Montevideo, Uruguay.

Jost, H.; Bittencourt, M.F. (1980) Estratigrafia e Tectônica de uma Fracção da Faixa de Dobramentos Tijucas no Rio Grande do Sul. Acta Geol. Leop. 11 (7): 27-59, São Leopoldo.

Kaul, P.F.T. (1979) Pré-Cambriano e Eo-Paleozóico do Nordeste de Santa Catarina e Leste do Paraná: reavaliação de dados e correlação com a África. Atas II Simp. Reg. Geol., 1: 1\_15, Rio Claro.

MacMillan, J. (1933) Terrenos Precambrianos del Uruguay. Inst. Geol. del Uruguay. Bol. 18, Montevideo, Uruguay.

Machado, R.; Fragoso Cesar, A.R.S. (1987) Deformações Brasilianas do Cinturão Dom Feliciano no Uruguay. Anais do III Simp. Sul-Bras. Geol., Curitiba.

Machado, R.; Fragoso Cesar, A.R.S.; Faccini, U.F. (1987) O Domo de Santana (RS): domo gnáissico manteado ou figura de interferência tipo domo e bacia? Anais do III Simp. Sul-Bras. Geol., Curitiba.

McClay, K.R. (1981) What is a thrust? What is a nappe? In: Thrust and Nappes Tectonics. Geol. Soc. London, 7-9.

Nardi, L.V.S.; Hartmann, L.A. (1979) O Complexo Granulítico Santa Maria Chico no Escudo Sul-riograndense. Acta Geol. Leop., 10(6): 45-75, São Leopoldo.

Picada, R.S. (1971) Ensaio sobre a Tectônica do Escudo Sul-riograndense. Caracterização dos Sistemas de Falhas. An. XXV Congr. Bras. Geol., 1: 167-191, São Paulo.

Preciozzi, F.; Spoturno, J.; Heinzen, W. (1979) Carta Geo - Estrutural del Uruguay a Escala 1/2.000.000. M.I.E., Inst. Geol. Ing. Eduardo Terra Arocena. Montevideo, Uruguay.

Preciozzi, F.; Spoturno, J.; Marzioto, W.; Rossi, P. (1985) Memoria Explanativa de la Carta Geologica del Uruguay a la Escala 1/500.000. M.I.E. DINAMIGG, 90 p.

Ramsay, J.G. (1967) Folding and fracturing of rocks. McGraw-Hill Book Co., 568 p.

Seilacher, A. (1982) General Remarks about event Deposits. In: Cyclic and Event Stratification. Einsele/Seilacher eds., Springer-Verlag. New York, 161-174.

Soliani Jr., E. (1986) Os Dados Geocronológicos do Escudo Sul-Rio-Grande e suas Implicações de Ordem Geotectônica. Tese de Doutoramento, Curso de Pós-Graduação em Geociências do IGUSP, São Paulo (inédito).

Soliani Jr., E.; Fragoso Cesar, A.R.S.; Teixeira, W.; Kawashita, K. (1984) Panorama Geocronológico da Porção Meridional do Escudo Atlântico. An. XXXIII Congr. Bras. Geol., 5: 2435-2449, Rio de Janeiro.

Teixeira, W. (1982) Folhas SH.22 - Porto Alegre. SI.22. Lagoa Mirim e SH.21 - Uruguiana. Interpretação dos Dados Radiométricos e Evolução Geocronológica. Projeto RADAMBRASIL, Florianópolis (rel. int., inédito).

Umpierre, M.; Halpern, M. (1971) Edades Estroncio Rubidio en rocas Cristalinas del sur de la República Oriental del Uruguay. Rev. As. Geol. Argentina, 26 (2): 133-151, Buenos Aires.

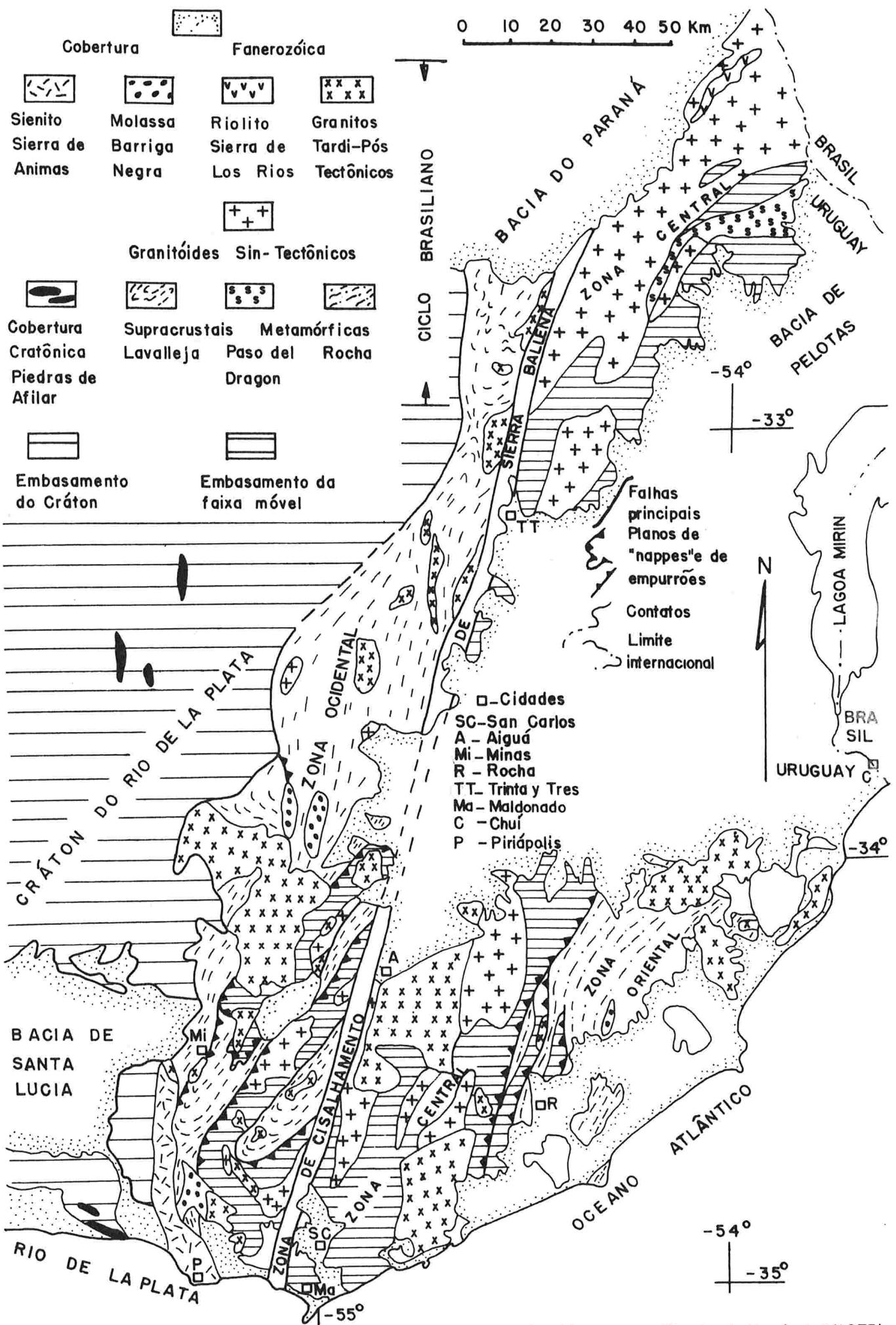


Fig-1: Esboço preliminar do Cinturão Don Feliciano no Uruguai. Simplificado e modificado de Bossi et al (1.975) e Preciozzi et al (1.979 e 1.985).