

**NEOPROTEROZOICO-CAMBRICO EN URUGUAY:
CINTURÓN DOM FELICIANO vs TERRENO CUCHILLA DIONISIO**

**NEOPROTEROZOIC-CAMBRIAN IN URUGUAY:
DOM FELICIANO BELT vs CUCHILLA DIONISIO TERRANE**

Jorge BOSSI

Profesor de Geología - Facultad de Agronomía
Avda Garzón 780 - CP 12900 - Montevideo - jbossi @ fagro.edu.uy

RESUMEN

Se ha realizado una exhaustiva revisión bibliográfica sobre el tema, demostrándose que hay dos grupos de opinión respecto al Neoproterozoico-Cámbrico en Uruguay, con polos en un ciclo orogénico causante de la distribución lito-estructural actual y en terrenos adosados hacia 520 Ma. respectivamente. Los trabajos más recientes tienden hacia posiciones intermedias pero existen evidencias naturalistas que para el autor obligan a aceptar la hipótesis del terreno adosado. Se hizo consulta de 62 artículos y se volcaron abundantes datos inéditos de relevamientos geológicos y algunas edades U-Pb SHRIMP en circones.

Palabras clave: Neoproterozoico-Cámbrico, Uruguay, Cinturón Dom Feliciano, Terreno Cuchilla Dionisio.

ABSTRACT

After an exhaustive bibliographic research about the subject, its was detected two opinion groups that believe different evolution processes during Neoproterozoic-Cambrian period in Uruguay. One of them believes that litho-structural arrangement was generated in an unique Wilson cycle; the other one, supports that the genesis of nowadays structure is a tangential collision near 520 Ma; this point of view coincides with author's thinking. 62 papers were consulted and many geological as some geochronological unpublished data were used in the analysis of the subject.

Key words: Neoproterozoic -Cambrian; Uruguay; Cuchilla Dionisio Terrane; Dom Feliciano Belt.

INTRODUCCION

El estudio del Zócalo Cristalino precámbrico de Uruguay y el Sur de Brasil comenzó con relativo retraso. Hasta 1960 se dividían las unidades por su grado de metamorfismo: algónquicas las de grado bajo; arqueanas las de alto grado y batolitos.

Los primeros intentos cartográficos con adecuado soporte geológico comienzan a fines de la década de los 50 con la aparición de fotos aéreas y cartas topográficas a escala 1/50.000. En la década de los 60 aparecen métodos geocronológicos confiables y se popularizan las determinaciones K-Ar y Rb-Sr. Se identifican rocas de edades diferentes y se aplica en todo el mundo la propuesta de Quennel & Haldemann (1960) de dividir los zócalos cristalinicos en base a ciclos orogénicos. El trabajo de Jung y Roques (1952) generó confusiones entre migmatitas homogéneas y milonitas, lo que contribuyó a retrasar el avance en las interpretaciones de los procesos geológicos con grandes desplazamientos horizontales de masa según planos sub-verticales (transcurrencias).

En Uruguay, las determinaciones de Hart (1966) permitieron reconocer dos grandes ciclos orogénicos: 500-700 Ma y 2000 Ma (Bossi et al, 1967). Por estudios Rb-Sr de Umpierre y Halpern (1971) y la cartografía geológica permitió a Ferrando y Fernández (1971) publicar un trabajo regional para Uruguay con un bloque cratónico de ca. 2000 Ma y una cintura móvil de edad Baikaliana (500-650 Ma). Esa idea fue generalizada para Sudamérica por Almeida et al. (1973) creando dos ciclos: transa-mazoniano (2000 ± 100 Ma) y Brasiliano (600 ± 100 Ma).

La publicación de la primera carta geológica de Uruguay con contactos verificados y estructuras geológicas comprensibles (Bossi et al 1975) materializa los criterios arriba expuestos: se definen dos ciclos y se traza un límite orogénico entre ellos (Figura N° 1).

Fragoso-Cesar, (1980) y Ramos (1988) explican esa estructura con los criterios de la tectónica de placas pero las cartas geológicas se mantienen sin modificaciones sustanciales. La carta geológica a escala 1/500.000 de Preciozzi et al (1985) mantiene el criterio de dos zócalos, aunque destaca zonas miloníticas y crea la formación Pavas dentro del antepaís. Dalla Salda et al (1988) y Bossi y Navarro (1991) tampoco aportan modificaciones, aunque destacan de cabalgaduras y fallas transcurrentes en lo que denominaron Ciclo Orogénico Moderno, equivalente uruguayo del Ciclo Brasiliano *sensu* Almeida et al (1973).

La propuesta de Bossi y Campal, (1992) de Terreno Nico Pérez (TNP) y de Bossi et al (1993) de

Terreno Piedra Alta (TPA) han sido aceptados por la comunidad geológica uruguaya y sud-brasilera, con modificaciones locales y discrepancias menores. Sin embargo la evolución durante el Neoproterozoico-Cámbrico no logra acuerdos y se mantienen controversias conceptuales que inciden en tareas tan importantes como criterios de prospección de calizas, paleogeografía del límite Cámbrico-Precámbrico y mecanismo de aglutinación del SW del paleocontinente Gondwana.

Las dos ideas contrapuestas se pueden resumir en 1) las asociaciones litológicas actualmente observables se formaron donde hoy están por un ciclo orogénico de Wilson con esfuerzos compresivos NW-SE (CDF) y 2) mega-transcurrencias con desplazamientos sinestrales de bloques continentales han predominado y estructuraron las secuencias y asociaciones litológicas actuales por terrenos alóctonos adosados.

La dificultad radica en que ambos fenómenos ocurrieron y la incidencia de cada uno es el verdadero motivo de las discrepancias. A medida que los trabajos regionales o locales de detalle vayan aumentando, se conseguirá definir la incidencia de cada proceso, pero hoy por hoy se estima necesario reunir la información disponible para facilitar el camino hacia la verdadera solución e incluso sugerir áreas prioritarias.

A continuación se van a resumir algunos ensayos de síntesis a favor de cada una de las dos posiciones antagónicas así como enfoques intermediarios.

CINTURON DOM FELICIANO (CDF)

Este concepto fue acuñado por Fragoso-Cesar (1980) para separar esta unidad neoproterozoica del cinturón Ribeira y proponer que su génesis estaba asociada a una subducción de placa cortical hacia el oeste en acuerdo con la idea de Porada (1979). Esto producía un arco magmático de edad neoproterozoica, actualmente representado por los plutones granitoides del dominio oriental (faja granítica central de Bossi y Navarro, 1991); en la cuenca de retroarco se generaba una serie de rocas supracrustales metamorfizadas; en la cuenca molásica de la porción externa se acumularon sedimentos y vulcanitas anquimetamórficas en el borde oriental del Cratón del Río de la Plata.

Esta propuesta activó los estudios de los geólogos uruguayos que desde hacía 20 años aceptaban la división del zócalo en dos ciclos orogénicos. Preciozzi et al (1985); Bossi y Navarro (1987) y (1991) Dalla Salda et al (1988) siguen aceptando el Ciclo Brasiliano como generador de las bandas subparalelas de rumbo NE con metamorfismo creciente desde ambos bordes hacia el centro.

La cartografía progresaba lentamente hasta 1991 en

que se producen dos hechos trascendentes 1) se conoce el planteo de Ramos (1988) proponiendo que la historia geológica de Sud América durante el límite Eopaleozoico-Neoproterozoico es el resultado de la superposición de múltiples colisiones, debiendo admitir subducción hacia el Este para explicar las asociaciones geotectónicas atribuidas al Ciclo Brasileño en Uruguay y 2) aparece la recopilación cartográfica a escala 1/500.000 del proyecto "Granitos Negros" realizado en Facultad de Agronomía con apoyo del C.I.I.D. de Canadá que verifica el arqueamiento sistemático de todas las estructuras en las cercanías de una lineación tectónica N10W que hacía desaparecer el haz de filones de microgabro hacia el Este.

El Cinturón Dom Feliciano incluiría las rocas formadas en la "cintura móvil" de edad brasileña en el borde del cratón del Río de la Plata por un proceso orogénico con subducción de placa hacia el W según Fragoso-Cesar (1980, 1987) Tomassi et al (1990) y subducción de placas hacia el Este según Ramos (1988). Resultó evidente que la información disponible era insuficiente, porque los especialistas que la utilizaban podían construir modelos radicalmente diferentes con los mismos datos. Se decidió montar un programa de cartografía geológica a mayor detalle, porque los documentos existentes no reflejaban la realidad de las relaciones estructurales.

Masquelin y Gómez (1998) plantean argumentos a favor del Cinturón Dom Feliciano en Uruguay como representante del Ciclo Brasileño, porque de W a E se desarrollan las siguientes unidades: secuencias molásicas (grupo Arroyo Soldado *sensu* Gaucher, 1996); sistema de supracrustales plegadas Tijuca (grupo Lavalleja); cintura granito-gnéssica central (faja granítica central *sensu* Bossi y Navarro, 1991) turbiditas de anti-arco (grupo Rocha). La terminología utilizada es estrictamente geotectónica, pero son siempre las mismas unidades reconocidas desde mucho tiempo atrás. Por eso se colocaron los equivalentes lito-estratigráficos entre paréntesis. Los referidos autores presentan dos esquemas geológicos, uno regional a escala 1/5:000.000 para exponer las principales unidades litotectónicas sugeridas y uno a escala 1/2:000.000 de la Zona Sureste de Uruguay. Aunque reconocen importantes fallas transcurrentes, mantienen el criterio de un solo evento orogénico como responsable de la estructuración del zócalo al Este de la falla Sarandi del Yí - Las Animas.

La estructura resulta poco comprensible porque el sistema Tijuca aparece en varios bloques tectónicos y en algunos coexiste con la suite Brasileña. Las zonas de afloramiento de molassas están dispersas, lo que sería difícil de explicar, pero hoy se sabe

que ninguno de esos depósitos es molásico en el Uruguay.

Sánchez, (1998) identifica las supracrustales Brasileñas con lo que es el Ciclo Orogénico Moderno *sensu* Bossi y Navarro (1991), tomando el esquema de Fernández et al (1992). Este planteo incluye la zona de cizalla de Sierra Ballena dentro de las unidades brasileñas.

No deja definido en forma expresa cuál es la relación entre Cinturón Dom Feliciano, supracrustales Brasileñas de Uruguay y sur de Brasil y Ciclo Brasileño. El enfoque al problema lo expone en un capítulo general sobre las rocas supracrustales Brasileñas y un capítulo de detalle sobre las unidades orogénicas brasileñas.

Para la autora, las rocas supracrustales tienen estructuración regional NNE y se caracterizan por bandas de metamorfitos de distintos grados; las unidades orogénicas brasileñas son: grupo Lavalleja, grupo Carapé, Faja Granitizada Central, fm. Paso del Dragón, grupo Aiguá-Parallé fm. Rocha, fm. Cerros Aguirre y milonitas-cataclasitas de Sierra Ballena, como también granitos pre-sin- y postorogénicos. Cuando hace referencia a los antecedentes, en la Figura Nº III-1 de su tesis, aparece un problema que será luego arrastrado en todo el trabajo: se confunde grupo Carapé *sensu* Bossi (1983) con gneisses migmatitas y metamorfitos de grado medio de la Faja Granitizada Central. Por ese motivo se reproduce textualmente en la Figura Nº 2. En esa misma figura, el grupo Carapé de los autores que sirvieron de antecedentes queda incluido en el grupo Lavalleja.

Respecto al concepto de Cinturón Dom Feliciano y su extensión a Uruguay no queda demasiado explícito en la literatura pero en la Figura Nº V.1 de su tesis presenta las características más salientes según Fragoso-Cesar (1991): de W a E se encuentran las fajas subparalelas Tijuca, Batolito Pelotas, grupo Rocha. Aquí se presenta una versión en blanco y negro en la Figura Nº 3 para registrar el concepto utilizado. Esta imagen es débilmente modificada de Fragoso-Cesar (1991) y presentada a escala demasiado pequeña (1/10:000.000) pero permite acercarse al problema.

La misma autora expone otra figura (p.143) en la que el Cinturón Dom Feliciano en Uruguay está constituido por: fms. Barriga Negra y Piedras de Afilar, Granitoides post-tectónicos, Grupo Lavalleja, Complejo Carapé, fm. Rocha. Desafortunadamente las referencias no coinciden con la simbología del mapa e impide entender la relación entre el grupo Lavalleja y el Complejo Carapé, entre otros problemas.

Un aporte considerable de Sánchez (1998) ha sido la reunión de todos los datos geocronológicos de

los granitos del SE, por método Rb/Sr, existentes en 1997. En la Figura N° 4 se presenta el histograma de distribución de valores de edad y de Ri. A partir de esos datos aparece un gran predominio de cuerpos graníticos cuya edad Rb-Sr se ubica entre 540 y 620 Ma. con Ri entre 0.704 y 0.710. No existen datos de ubicación de la mayoría de los cuerpos, pero surgen con claridad los argumentos para reconocer una actividad magmática neo-proterozoica significativa con valores Ri que sugieren una contaminación cortical de poca importancia relativa. Reproduce datos geoquímicos de Preciozzi et al (1993) cuyas normas caen en el campo de los granitos y granodioritas. La autora agregó 10 análisis de granitoides del Complejo Carapé cuya ubicación es indicada en una carta a escala 1/500.000, que resultarían ser granitos calco- alcalinos ubicados en el diagrama AFM de Irvine & Baragar (1971).

Para Sánchez (1998) las asociaciones petrotectónicas del Cinturón Dom Feliciano en Uruguay, están representados por rocas volcánicas, gabros toleíticos y anfibolitas. Se interestratifican con rocas pelíticas, calco-clásticas y carbonatos que sugieren ambiente marino de aguas someras.

El metamorfismo regional es de baja a moderada presión y temperatura aumentando de W a E, desde anquimetamorfismo (fm. Minas), facies esquistos verdes (fm Fuente del Puma) hasta facies anfibolita superior (fm. Zanja del Tigre).

Sugiere que estas unidades podrían representar depósitos marginales de una cuenca de trasarco situada entre el Cratón del Río de la Plata al W y un arco magmático representado por el complejo Carapé en el E.

Los datos geoquímicos indican dos tipos de magmatismo, uno de rocas de fondo oceánico con mayor fusión parcial (del Manto?) y otro vinculado a rocas basálticas alcalinas con bajo porcentaje de fusión. Ambas asociaciones pertenecerían a la cuenca de trasarco.

La evolución geológica sugerida se basa en datos petrográficos, estructurales y geoquímicos. La propuesta estructural superpone dos planos de esquistosidad: S₁ vertical NNE con pliegues de charnela vertical; S₂ también vertical y NNE pero en pliegues de charnela subhorizontal. Posteriormente se produce una cizalla sinistral en Sierra Ballena y genera deformaciones superpuestas.

Para el proyecto de evolución propuesto se inspira en el modelo de Frago (1980) y ello desdibuja las interpretaciones que podrían extraerse a partir de los datos factuales obtenidos a escala adecuada para ello. El modelo resultante comienza con el desarrollo de una cuenca marginal con generación de magmatismo toleítico asociado a la sedimenta-

ción del grupo Lavalleya hacia 750 Ma. (ver Figura N° 5). En la etapa siguiente, compresiva, se cierra la cuenca y se produjo colisión oblicua Río de la Plata-Kalahari. El metamorfismo y la deformación se produjeron hacia 615 Ma. El sistema evoluciona a una etapa de alivio extensional generando magmatismo bimodal del complejo Sierra de Animas entre 615 y 560 Ma. Vuelve una etapa de extensión con nuevo magmatismo en Sierra de Animas, entre 530 y 490 Ma. Luego, ya en el Ordovícico se producirían zonas de cizalla que afectaron fms Las Ventanas y San Carlos. El importante magmatismo granítico intrusivo se produciría entre 550 y 620 Ma. que según este planteo sería una fase de alivio extensional.

Chemale Jr. (2000) plantea que las cinturas orogénicas Neoproterozoicas-Eopaleozoicas de Río Grande do Sul resultaron del choque frontal de las placas Kalahari (Neoproterozoico) y Río de la Plata - Encantadas (Paleo-proterozoicas). La colisión generó asociaciones petrotectónicas en 2 eventos orogénicos mayores: **San Gabriel** entre 850 y 700 Ma. y **Dom Feliciano** (Brasiliano) entre 600 y 650 Ma. En el primer evento se cerró el paleo-océano Charrúa y resultaron el Terreno Metamórfico Acrecionario **Palma** y el arco magmático continental **Tijuca**. La subducción fue hacia el este. Al mismo tiempo ocurría el "rifting" del margen de la placa Kalahari, generando una cuenca de retroarco y luego la apertura del paleo-océano Adamastor y el microcontinente **Encantadas**.

Durante el evento Dom Feliciano (600-650 Ma) se desarrolló el arco magmático Dom Feliciano y las rocas asociadas de etapas tardi-a post- orogénicas debido al choque de las placas Kalahari y Encantadas. Mantiene el planteo de Chemale et al (1995) donde se sugieren 3 fajas creadas durante el ciclo Brasiliano: Dom Feliciano al Este; Tijucas en el centro; Vila Nova (Cambaí + Vacacaí) al W.

La carta geológica difiere poco de la propuesta por Solfani (1986) y quedan definidos los dos cinturones groseramente paralelos de rumbo regional NNE. La evolución del zócalo sulriograndense entre 900 y 540 M.a. es concebida por Chemale (2000) a través de un complejo proceso de aperturas oceánicas y colisiones que para su cabal comprensión se hace imprescindible reproducir en la Figura N° 6.

Según Franz et al (2000) la evolución del Cinturón Dom Feliciano durante el Ciclo Brasiliano indica la existencia de dos cinturas diferentes pero integradas. La cintura occidental evoluciona a partir de un sistema arco magmático-retroarco juvenil con registros iniciales de 880 Ma. para las suites TTG. En esa época, en la cintura oriental se registra una sedimentación en régimen de rift y margen pasiva con basaltos toleíticos intercalados. Sugiriendo el

comienzo de una subducción que generará la formación de la cintura occidental. Esto permite suponer subducción hacia el W a 880 Ma., lo que entra en controversia con Chemale (2000). La evolución alcanza el máximo de actividad hacia 750-760 Ma. con intenso vulcanismo. Esto coincide con el cierre de la cuenca plataformal pasiva por colisión continental y magmatismo granítico con registro de procedencia de corteza continental más antigua, al comienzo de la formación de la cintura oriental.

La existencia de una asociación TTG sin - tangencial a 700 Ma. en la cintura occidental puede representar el comienzo del episodio colisional entre el arco magmático juvenil y el antiguo zócalo continental.

La opinión de los autores arriba referidos fue plasmada en un cuadro comparativo esquemático que se reproduce aquí porque permite visualizar la secuencia en cada cintura de las dos componentes. (ver Tabla N°1).

Soares et al (2000) plantean que las cinturas colisionales Ribeira y Dom Feliciano están constituidas por muchas cabalgaduras y las escalas resultantes tienen registros estratigráficos muy diferentes. Además fueron intensamente modificadas por enormes fallas transcurrentes. Comparando los complejos metasedimentarios se reconocieron 2 superciclos en la evolución de estas cinturas: uno mesoproterozoico y otro neoproterozoico. Las principales hipótesis defendidas son contrapuestas a las de Frago-Cesar (1991) y Fernández et al (1992). Primero, las cinturas Dom Feliciano y Ribeira en los estados de Paraná y Santa Catarina están separadas por el fragmento continental Joinville que luego desaparece hacia el sur. Segundo, la margen occidental afectada por el cinturón Dom Feliciano es un microcontinente (Pelotas-Walvis) ubicado entre Dom Feliciano y Gariep. No hay colisión entre Kalahari y Río de la Plata.

Tercero, los cinturones Ribeira y Dom Feliciano se desarrollaron durante dos superciclos: uno mesoproterozoico con sedimentación de rifting hasta cuenca oceánica, seguido por desarrollo de arco volcánico, convergencia y metamorfismo sin colisión continente-continente; el segundo, neoproterozoico, con estiramiento crustal de la cintura previa, reapertura de cuenca, cuenca oceánica y desarrollo de cuencas de arco y retroarco. Usando datos gravimétricos, reúnen los valores mínimos para trazar las zonas de colisión, donde los espesores de corteza son máximos.

Reconocen las siguientes unidades geotectónicas: bloques cratónicos; cinturas metamórficas constituidas por terrenos metasedimentarios alóctonos; coberturas sedimentarias plegadas no

metamorfizadas; complejos batolíticos a lo largo de las márgenes de los bloques continentales; principales fallas transcurrentes entre las que ubica Sierra Ballena. La escala del mapa es muy pequeña (1/10.000.000) y se dificulta la observación precisa de contactos, pero señalan la aloctonía de las cinturas metamórficas que comprenden la parte occidental del cinturón Dom Feliciano.

En la Figura N° 7.A se reproduce el esquema propuesto para los elementos geotectónicos mostrando que el grupo Porongos sería el equivalente del grupo Lavalleja *sensu* Bossi et al (1965) y se diferencia del cinturón Ribeira. En la Figura N° 7.B se señalan los principales elementos cinemáticos, donde las grandes fallas y transcurrentes reconocibles a escala continental, están asociadas a las cinturas metamórficas alóctonas en las que se marcó el sentido del transporte tectónico.

Hacen varias contribuciones fundamentales, pero merece señalarse la movilidad y aloctonía que atribuyen a las cinturas metamórficas supracrustales. Reconocen además la existencia del terreno Joinville, que no es una extensión del cratón del Río de la Plata.

Basei et al (2000), hacen una detallada síntesis de los conocimientos más aceptados, señalando las convergencias o discrepancias con esas ideas. Destacan que la geometría observable de las diferentes unidades geotectónicas refleja amalgamación de terrenos hasta culminar con el super-continente Gondwana. Señalan la existencia de 2 orogénesis: Brasiliana (900-620 Ma) y Rio Doce (620-530 Ma), identificables por remanentes de arcos magmáticos y coberturas metavolcano-sedimentarias, muy bien representados por los cinturones Ribeira y CDF. Suponen un solo ciclo de Wilson para generar todas las cinturas y argumentan que los episodios metamórficos del ciclo Brasileño tuvieron su climax hacia 700 ± 50 Ma y los eventos colisionales hacia 640 ± 20 Ma.

Según los autores citados el CDF está compuesto por un: antepaís afectado por granitogénesis neoproterozoica; cuencas de antepaís (Itajaí, Camaqua, Arroyo Soldado); una faja de supracrustales metamórficas con intrusiones graníticas (complejos metamórficos Brusque, Porongos, y Lavalleja); una cintura granítica central (batolitos de Florianópolis, Pelotas, Aiguá).

Merece destacarse que reconocen enfáticamente que todos estos episodios terminaron con una amplia aloctonía con transporte preferencial hacia el NNW. La estructura interna del CDF muestra una intensa segmentación con contactos tectónicos. Así, la transcurrente Major Gercino en Santa Catarina, la zona de cizalla de Sierra Ballena en Uruguay y Cordilheira en Rio Grande do Sul, separan la cin-

tura granítica de la faja de supracrustales. De la misma manera, el contacto entre la cintura esquistosa y las cuencas de antepaís, es también tectónico.

No obstante ello, sostienen que las asociaciones litotectónicas se generaron durante el desarrollo de un ciclo orogénico Brasileño entre 900 y 620 Ma. Las supracrustales de lo que denominan faja esquistosa (complejo metamórfico Lavalleja) estarían apoyadas sobre un basamento gnésico del que disponen una edad U-Pb en circón método SHRIMP de 2.1 Ga. La muestra está ubicada en la Punta Rasa al SE de Piriápolis.

Con relación al grupo Rocha, el batolito de Santa Teresa (545 ± 15 Ma) y parte del cinturón granítico central, los autores mantienen la propuesta de Preciozzi et al (1999) de identificar el Terreno Punta del Este con migmatitas de 0.9-1.0 Ga intensamente retrabajadas durante la orogénesis Río Doce (600-500 Ma).

La carta geológica presentada a escala 1/8:000.000 es poco legible para entender las relaciones entre unidades, pero se intentó reproducir lo más fielmente posible en la Figura N° 8 porque es diferente al resto de los planteos. El tema del grupo Carapé no queda bien definido ni se sabe la edad propuesta para la colisión frontal del Terreno Punta del Este. La propuesta estructural, se muestra un corte geológico NW-SE en la (Figura N° 9).

Los autores citados no aceptan un modelo tectónico involucrando subducción de corteza oceánica hacia NW para producir las cinturas graníticas y esquistosa que componen el cinturón, en condiciones de retro-arco, por la falta de modificaciones tectono-térmicas del Terreno Piedra Alta. Otro argumento es que las supracrustales presentan edades de meta-morfismo del orden de 120 Ma más antiguas que los más antiguos granitos de la adyacente cintura granito-gnésica (620-590 Ma.). Sugieren una subducción hacia el Este para formar los granitos de la cintura y su evolución en una posición geográfica diferente de la actual.

La distribución geométrica y la mayoría de los aspectos estructurales de las unidades que componen el Cinturón Dom Feliciano se deben haber producido hacia 540 Ma. luego de una fase colisional que adosó las cinturas granítica y esquistosa.

TERRENO CUCHILLA DIONISIO (TCD)

El descubrimiento de la falla dextral Sarandí del Yí-Piriápolis de rumbo NNW produciendo desplazamiento de bloques por centenares o miles de kilómetros (Bossi y Campal, 1992), identificó el Terreno Nico Pérez. Utilizando el concepto de delimitar unidades tectono-estratigráficas con evolución geológica y asociaciones litológicas radical-

mente diferentes de los bloques continentales vecinos al W de la megatranscurrente referida permitió reconocer el Terreno Piedra Alta (Bossi et al 1993). Al reconocer enormes zonas de cizalla con neto dominio sinistral en la parte oriental del país, (ver Figura N° 10), se sospechó que toda la estructura del zócalo cristalino predevónico uruguayo responde a terrenos adosados en diferentes momentos de su historia geológica. Bossi y Campal (1993) plantean por primera vez que el Cinturón Cuchilla Dionisio, -evento Brasileño en el Uruguay-, se presenta como un tramoso cinturón móvil entre dos cratones. Proponen el término inspirado en el CDF de Frago-Cesar (1980) pero no identificando ambas unidades. Las grandes transurrencias y cabalgaduras cambrianas le quitaban validez a todo análisis que se realizara a partir de las asociaciones petrotectónicas adosadas. El trabajo no fue aceptado para publicar por la Revista Brasileira de Geociencias y el documento quedó restringido a los pocos ejemplares de la guía de Excursiones. Los relevamientos continuaron para definir los límites y naturaleza del Terreno Nico Pérez (Campal y Schipilov, 1994; Campal et al. 1995) determinando cabalgaduras en las que recrystalizó muscovita de ca 1200 Ma por método K-Ar (C. Cingolani, com. pers.) y paliers de 1200-1300 Ma por método Ar-Ar en el haz de filones de microgabro del TPA emplazados a 1780 ± 5 Ma (P. Renne, com. pers. 1994); Teixeira et al 1999). Se identificó así la existencia de un Ciclo Grenvilliano que tuvo repercusiones significativas en el modelo evolutivo del zócalo predevónico uruguayo (Campal y Schipilov, 1997; 1999).

Gaucher (1998) plantea que el grupo Arroyo Soldado, de edad vendiana, se desarrolló sólo en el área ocupada por el Terreno Nico Pérez, por lo cual propone que la zona de cizalla de Sierra Ballena sea el borde oriental del referido terreno.

Esta idea es adoptada rápidamente por Bossi et al (1998) quienes consideran un núcleo posiblemente arqueano (fm. Valentines) en el noroeste y rocas metamórficas de edad grenvilliana en el Este y sureste como se muestra esquemáticamente en la Figura N° 11.

La presentación pública de la carta geológica con motivo de los 150 años de la Universidad de la República, tuvo al Ing. Qco. Miguel Garau como espectador y expresó su conformidad con el planteo, porque él disponía de datos Pb-Pb en galenas de 4 depósitos al sur de la ciudad de Minas determinados por el BRGM de Francia en 1985. Esta comunicación personal autorizada para publicar (Bossi & Ferrando, 2001) permitió encarar la evolución del TNP más en profundidad obteniendo 8 edades U-Pb SHRIMP en circones con el apoyo y

dirección del Prof. Leo Hartmann de la Universidad Federal de Rio Grande do Sul.

Hartmann et al (2001) publican el hallazgo de rocas arqueanas de 3.41 y 2.7 Ga en el norte del Terreno; Bossi et al (2001) y Hartmann et al (2002) datan un batolito pre-grupo Arroyo Soldado en 633 ± 8 Ma asegurando una estratigrafía sin grandes incompatibilidades en el TNP; como se propone en la Tabla N° II.

Esta estratigrafía condujo a pensar que el grupo Lavalleya *sensu* Bossi et al (1965) debía ser eliminando porque el extremo norte estaba integrado por anquimetamorfitos de edad de sedimentación vendiana y el extremo sur por metamorfitos de grado bajo y medio generados durante el Ciclo Grenvilliano. Ninguna de esas litologías habrían sido formadas durante el ciclo Brasiliano y por lo tanto no podrían incluirse en el CDF ni en su equivalente uruguayo: Cinturón Cuchilla Dionisio. Las asociaciones litológicas al W de la zona de cizalla de Sierra Ballena pertenecen al Terreno Nico Pérez según las conclusiones de Gaucher (1998), Bossi et al (1998) y Bossi et al (2001).

Para los autores recién citados, la unidad tectono-estratigráfica ubicada al Este de la zona de cizalla de Sierra Ballena posee una evolución geológica radicalmente diferente a la del TNP y proponen crear el TCD.

Este Terreno tiene a su vez un desarrollo heterogéneo, en una faja de rumbo NNE de unos 400 kms de longitud y 80 kms de ancho.

En el extremo sur está constituido por dos unidades separadas entre sí por una falla del mismo rumbo general: al W rocas metamórficas de facies granulita (Masquelin 2001) de edad Neoproterozoico que han experimentado un metamorfismo hacia 760 Ma porque los circones de los gneisses de los alrededores de la ciudad de Rocha presentan núcleo de *ca* 2000 Ma y corona de 760 Ma. En este bloque han hecho intrusión cuerpos graníticos de edades entre 680 y 500 Ma (Preciozzi et al (1993), Gómez (1995). Al Este, las rocas son metapelitas de grado muy bajo de metamorfismo que fueron definidas como grupo Rocha por Bossi (1983), en las cuales hace intrusión hacia 545 ± 20 Ma (Rb-Sr, WR) un batolito polintrusivo con granito porfírico con fenocristales de ortosa de hasta 10 cms de longitud en la parte central, granodioritas en la periferia norte y granitos peraluminosos en el SW.

En la falla que separa ambas unidades se ha producido un activo magmatismo explosivo con niveles de cineritas y derrames de traquita descrito por Campal y Gancio (1993) cuya edad fue determinada por Hartmann et al (2002) en 572 ± 8 Ma por

método U-Pb SHRIMP en circones

En el extremo norte los conocimientos son menos precisos pero se puede reconocer un batolito de granito porfírico con fenocristales de ortosa de hasta 10 cms de arista y gran abundancia de enormes cristales de esfeno ocupando una extensa zona en el Dpto. de Treinta y Tres. Ese granito fue erróneamente descrito como de anatexis local por Bossi et al (1965) y Bossi (1968) confundiendo las milonitas que lo rodeaban con migmatitas homogéneas (embrechitas *sensu* Jung y Roques, 1952). Cubre un área de 500 km² con forma ovoide de eje mayor NNE que quedó como relicto parcialmente girado entre grandes cizallas sinestrales en las que se desarrollaron milonitas de todo tipo. Las encajantes de este granito son rocas migmatíticas, lo que ayudó a complicar la solución del problema. Sin embargo se encontraron estructuras geológicas en diferentes trabajos puntuales que hoy permiten arriesgar alguna hipótesis sobre el verdadero proceso evolutivo. En la Figura N°12, simplificada de Bossi et al (1998), se muestra una carta geológica que incluye el macizo granítico y su asociación con la fm Paso del Dragón *sensu* Preciozzi et al (1985) dentro de la cual Bossi et al (1988) encontraron un complejo serpentinita-anfibolita que podría asimilarse a un jirón de ofiolita incompleta. En la misma carta se agregan las áreas de pegmatitas horizontales de Sarandí de Yaguarón que en los relevamientos preliminares se asocian a planos de cabalgadura por el abundante desarrollo de muscovita y granate.

De acuerdo a lo expuesto se propone la existencia de 3 terrenos con evolución geológica totalmente diferente, adosados en dos períodos: enorme falla dextral hacia 1200 Ma adosando TNP y TPA; transcurrencia aún más importante hacia 520 Ma con cinemática sinestral adosando los TCD y TNP. Tassinari et al (2001) describen el cinturón Ribeira *sensu* Almeida et al (1973) como integrado por rocas retrabajadas entre 700 y 470 Ma y estando activo hacia el final del ciclo Brasiliano. En São Paulo presenta una evolución orogénica continua desde 650 a 480 Ma lo que fue previamente considerado por Campos Neto & Figueredo (1995) como 2 ciclos orogénicos: Brasiliano (670-600 Ma y Rio Doce (590-480 Ma).

Esta porción central del cinturón Ribeira está compuesta por 3 dominios geológicos diferentes (Costeiro, Embú y São Roque) separadas por prominentes transcurrencias y difiriendo una de otra en edad de los protolitos crustales, asociaciones litológicas y evolución geológica. La unidad autóctona está constituida por los grupos Itaberaba (1395 ± 10 Ma según Julián et al 2000) y São Roque de alrededor de 630 Ma según Hackspacher et al (2000). El grupo Itaberaba sufrió metamorfismo

y deformación poliorogénica (Uruaçuano +Brasiliano) hasta facies anfíbolita, mientras el grupo São Roque fue afectado sólo por metamorfismo de bajo grado y deformación Brasiliana.

Esta estructuración del cinturón Ribeira es muy similar a lo que ocurre en Uruguay para lo que diferentes autores denominan CDF. En realidad no provienen de un solo ciclo orogénico ni de un proceso único sino que son lascas adosadas de edades e historias diferentes.

Oyhantçabal et al (2001) cartografían lo que denominan grupo Lavalleya en la hoja Fuente del Puma. Siguiendo criterios litológicos y estructurales reconocen 4 asociaciones lito-lógicas separadas por transcurrentes sinestrasales a los que denominan lineamientos tectónicos. De W a E, estas asociaciones litológicas varían de ambiente de sedimentación: plataforma pasiva distal sin vulcanismo; secuencia plataformar más somera con inestabilidad tectónica; ambiente extensional de tipo retroarco; plataforma distal y luego más somera. Esta contribución es significativa porque se cambia bruscamente de ambiente a través de límites tectónicos transcurrentes que van siendo de mayor entidad hacia el Este.

DISCUSIÓN

Como fue planteado en la Introducción, las asociaciones litológicas son siempre las mismas desde hace varias décadas. Sin embargo, a medida que los relevamientos geológicos progresan se evidencia un neto predominio de enormes fallas transcurrentes sinestrasales en toda el área ocupada por lo que se propone como CDF en Uruguay.

A partir de la propuesta de Bossi et al (1998) de reconocer 3 terrenos adosados a *ca* 1200 y 520 Ma, comenzaron a producirse algunos cambios de enfoque y algunas dudas sobre la naturaleza autóctona de las unidades integrantes del denominado CDF y que todo se haya formado en un solo ciclo de Wilson. Ya Basei & Hawkesworth (1993) habían sugerido la posibilidad de yuxtaposición de diferentes unidades generadas en distintos ambientes tectónicos, para la creación del CDF.

Inicialmente la controversia se planteaba entre los dos extremos que se muestran en la Figura N° 13. Hoy todavía hay autores que intentan mantener el modelo de un ciclo orogénico buscando combinar secuencias geotectónicas pero no consiguen un enfoque unánime ni siquiera para el sur de Brasil. Se han presentado los distintos enfoques de síntesis de los grupos más prominentes sobre el tema y se mantienen grandes diferencias.

Uno de los argumentos fuertes para suponer la existencia de Ciclo Brasiliano en Uruguay es la cantidad de granitoides con edades entre 520 y 700 Ma, determinadas en su mayoría por método Rb-Sr, con

una moda hacia 550 Ma.

No hay realmente coincidencia entre las edades dominantes en el CDF en Uruguay y el Ciclo Brasiliano en Brasil. En realidad coinciden con lo que Campos Neto y Figueredo (1995) denominaron ciclo orogénico Rio Doce (590-480 Ma), como se puede ver en la Figura N° 14. En realidad los datos geocronológicos uruguayos coinciden con lo que para Franz et al (2000) sería un período de tectónica extensional del ciclo Brasiliano y del CDF en Río Grande do Sul, tanto en la cintura oriental como en la occidental. A medida que aumentan los datos, aquellas aparentes coincidencias regionales van cediendo paso a procesos a veces totalmente diferentes.

Preciozzi et al (1999) proponen la existencia del TPE como un bloque alóctono que hace colisión con el CDF en el SE de Uruguay, pero no se define la edad de dicha colisión. Está formado por gneisses y migmatitas mesoproterozoicas y fue retrabajado durante la orogénesis Rio Doce (500-600 Ma.). Según Preciozzi et al (2002) los movilizados anatécicos relacionados con leucosomas de migmatitas dieron edades entre 520 y 540 Ma indicando que el retrabajo alcanzó por lo menos facies anfíbolita. Este terreno contiene 4 unidades principales: a) gneisses de alto grado de metamorfismo y migmatitas en el W, descritos por Masquelin (1990), b) metasedimentos de grado bajo (grupo Rocha) en el este; c) un batolito granítico de 545 ± 15 Ma intruyendo el grupo Rocha (granito Santa Teresa *sensu* Bossi et al 1965) y otro importante batolito de edad Rb-Sr 610 ± 11 Ma denominado granito de José Ignacio, intruyendo los metamorfitos de alto grado, d) piroclastitas-vulcanitas ácidas en la falla que separa los dos bloques metamórficos, descritas por Campal y Gancio (1993) como fm Cerros Aguirre.

Según Preciozzi et al (2002), el TPE está limitado en el oeste por la zona de cizalla Alférez – Cordillera representada por una delgada faja de milonitas con foliación N15-40E de inclinación vertical. Los indicadores cinemáticos sugieren un movimiento oblicuo dextrógiro.

Las rocas del basamento pueden agruparse en 3 unidades mayores: Cerro Olivo con dominio de gneisses oftálmicos; Cerro Centinela compuesto por gneisses graníticos y Chafalote por rocas máficas ricas en biotita.

En definitiva no existen todavía demasiados argumentos para soportar este nuevo terreno propuesto, máxime cuando faltan datos fundamentales del límite occidental tales como la edad que no parece poder ser mayor a 545 Ma.

Sin embargo los relevamientos de detalle permiten mejorar el nivel de conocimientos y se ve que

es débil la posición de mantener todas las asociaciones litológicas generadas por un único ciclo orogénico.

Actualmente se conoce la edad U-Pb SHRIMP en circones del vulcanismo del Cerro Aguirre con valores de 572 ± 8 Ma (Hartmann et al 2002) lo que ayuda a sugerir la aloctonía del bloque que la compone ya que el magmatismo explosivo es coetáneo del grupo Arroyo Soldado según detallados estudios estratigráficos y paleontológicos de Gaucher y Schipilov (1994) hasta Gaucher (1998).

El grupo Arroyo Soldado fue definido por Gaucher et al (1996) como integrado por una secuencia sedimentaria plataforma de más de 5000 metros de espesor. No contiene rocas volcánicas, volcanoclásticas ni piroclásticas. Se reconocen 6 formaciones cartografiables y fácilmente reconocibles en el terreno. Usando criterios micropaleontológicos, la sedimentación de este grupo se produce durante el período Vendiano y la base del Cámbrico. Eso significa edades entre 600 y 540 Ma, aunque estudios de quimioestratigrafía permitieron a Gaucher (2002) estimar una edad de 590 Ma para la base del grupo.

Los estudios realizados fueron muy detallados como para no poder pasar por alto un nivel de material volcánico, de modo que puede inferirse que no contiene. Por otro lado, el desarrollo del Grupo Arroyo Soldado se limita al área actualmente ocupada por el TNP aunque fue más extenso hacia el E y hacia el W porque es bruscamente segado por las zonas de cizalla de Sierra Ballena y Sarandí del Yí-Piriápolis.

Como se puede apreciar en la Figura N° 15 modificada de Gaucher (2002) el magmatismo explosivo de Cerro Aguirre no se puede producir en un océano profundo como exige la paleogeografía del grupo Arroyo Soldado ni puede producirse a escasos 50 kms del depósito sedimentario de 5000 metros de espesor sin generar ningún nivel de piroclásticas. Este argumento indica la aloctonía de formación del bloque que contiene al Cerro Aguirre pero no resuelve *per se* si existe el TPE o es todo el TCD que se desplaza a lo largo de la megatranscurrencia sinistral Sierra Ballena.

En cualquiera de las dos hipótesis es menester explicar el magmatismo intrusivo que afectó a los metamorfitos supracrustales a 633 ± 5 Ma y al grupo Arroyo Soldado a 545 ± 15 Ma (Umpierre y Halpern, 1971) y 532 ± 11 para el granito Guazunambí (Kawashita et al, 1999). Los datos son escasos y se puede acudir a varias hipótesis, pero todo lo que haya ocurrido, incluso subducción de corteza oceánica fue segmentado por la megacizalla Sierra Ballena.

Un indiscutible argumento a favor de la factibilidad

naturalista del TCD lo suministran Basei et al (2000) cuando demuestran que las edades metamórficas de las supracrustales esquistosas son alrededor de 120 Ma más antiguas que las obtenidas para la formación y emplazamiento de los primeros cuerpos granitoides reconocidos en la Faja Granítica. Por lo tanto, dicen los referidos autores, hay que disociar la fase metamórfica de la cintura esquistosa (grupo Fuente del Puma *sensu* Bossi et al, 1998) de la Faja Granítica. Para ellos, la distribución geométrica y la mayoría de los aspectos estructurales observados en las unidades que componen el CDF deben haber evolucionado en el Neoproterozoico-Cámbrico, luego de la fase de colisión que yuxtapuso la Faja Granítica a la cintura metamórfica supracrustal.

Sería demasiado complicación geotectónica adosar la Faja Granítica a la Cintura metamórfica hacia 520-530 Ma por una importantísima colisión tangencial a lo largo de una megatranscurrencia sinistral y poco antes o después adosar el TPE.

La conclusión geotectónica más simple es adosar hacia 520-530 Ma al TNP, el TCD compuesto por metamorfitos y migmatitas de 2000 Ma en núcleos de circones (con Pb-SHRIMP) de los alrededores de Rocha, que luego experimentaron un proceso metamórfico hacia 760 Ma (Bossi et al 2001), asociados a metamorfitos de muy bajo grado (grupo Rocha) con importante vulcanismo explosivo en la sutura entre ambos (572 ± 8 Ma) y luego intrusiones batolíticas hacia 545 Ma (Santa Teresa, Cuchilla Dionisio, Aiguá, Florencia).

El planteo de Preciozzi et al (2001) permite reconocer ciertas diferencias geocronológicas entre el dominio metamórfico, dominio granítico y TPE, usando método Rb-Sr, K-Ar, Ar-Ar, U-Pb y Sm-Nd, lo cual parece muy lógico y permite diferenciar netamente los granitoides del dominio metamórfico apoyando la idea de una enorme discordancia en la zona de cizalla de Sierra Ballena. En cuanto a las diferencias entre el dominio granítico y el TPE también es lógico porque en un caso consideran sólo granitoides intrusivos, mientras en el Terreno Punta del Este aparece un dominio de metamorfitos profundos parcialmente migmatizados alrededor de 500 Ma.

Basei et (2001) en el mismo simposio, aporta datos muy sólidos sobre la existencia de un terreno al Este de la zona de Cizalla Sierra Ballena-Major Gercino que representa la principal sutura que separa terrenos con afinidad entre África y Sud América. Utiliza como argumento las edades modelo Nd entre ambos continentes como se muestra en la Tabla N° III.

La coincidencia de valores es entre la Cintura granítica de Sud América y las unidades

sudafricanas. El gran límite geotectónico es la zona de cizalla Sierra Ballena-Major Gercino.

CONCLUSIONES

A medida que aumentan los datos y los relevamientos geológicos de detalle se hace más difícil mantener la identidad de evolución entre Uruguay y el sur de Brasil durante el lapso abarcado por el Neoproterozoico.

Aumentaron las evidencias de que no es conveniente extender el CDF a Uruguay pues todavía no existe acuerdo sobre su verdadera naturaleza entre los propios autores brasileños y no hay tampoco coincidencia de datos entre Uruguay y el sur de Brasil.

Fue tomando cuerpo la idea de 3 terrenos componentes del zócalo predevónico de Uruguay (Piedra Alta, Nico Pérez y Cuchilla Dionisio) separados entre sí por dos megatranscurrentes: Sarandi del Yí-Piriápolis, dextral, de ca 1200 Ma. y Sierra Ballena, sinistral de 520±530 Ma. Ver Figura N° 16.

El proceso evolutivo de Uruguay durante el Neoproterozoico Cámbrico consistirá como hipótesis de máxima probabilidad, en la siguiente sucesión de fenómenos (ver Figura N° 17).

- Intrusión del batolito granitoide de Puntas del Santa Lucía hace 633±8 Ma en rocas de caja grenvillianas.
- Sedimentación del grupo Arroyo Soldado más extensa que la actual pero conservada sólo en el TNP.
- Intrusión del granito Guazunambí con 532±11 Ma método Rb-Sr, Wr.
- Colisión tangencial sinistral del TCD generando la zona de cizalla de Sierra Ballena entre 520 y 530 Ma; movimiento sinistral de la megatranscurrente Sarandi del Yí-Piriápolis.
- Etapa distensiva con magmatismo mesosilíceo de la fm Sierra de Animas con edad de 520±5 Ma por método Rb-Sr (Bossi et al, 1983).

Lo que se propuso denominar TCD como bloque alóctono presenta una secuencia, donde también aparecen intrusiones Neoproterozoicas y han servido para generar la confusión desde hace varios decadas:

- Zócalo cristalino meta-sedimentario de facies- granulita con edades U-Pb zicón SHRIMP de ca 2000 Ma y U-Pb en circón de 1000-900 Ma con retrometamorfismo a 760±20 Ma (coronas de los circones) y fusión anatética hacia 500-520 Ma.
- Falla regional adosando este zócalo a

los metamorfitos de bajo grado del grupo Rocha y vulcanismo ácido a mesosilíceo de 572±8 Ma.

Intrusiones batolíticas en el zócalo granulítico con edades de 540-600 Ma por método Rb-Sr en 1971 (José Ignacio y Cuchilla Dionisio) y de edad 545±15 Ma en las metamorfitas del grupo Rocha.

Desarrollo de la zona de cizalla de Sierra Ballena entre 520 y 530 Ma porque es anterior al magmatismo de Sierra de Animas y posterior al granito Guazunambí.

Los relevamientos geológicos y la relativa abundancia de edades radimétricas están atenuando las discrepancias y apuntan al modelo evolutivo que aquí se plantea como más probable, pero todavía el tema no está resuelto. El reconocimiento de importantes fallas transcurrentes y de terrenos dentro del CDF es reconocido por la mayoría de los autores. El paso necesario será desarrollar un programa de estudio riguroso de las intrusiones del TNP. Muchas de ellas son de edad Neoproterozoico pero han sido determinadas por método Rb-Sr y con amplio margen de error para el grado de detalle con que hoy se discute el problema. Cada una de ellas necesita ser cartografiada a escala 1/50.000, estudiada geoquímicamente para intentar acercarse a sus condiciones de emplazamiento y definida su edad por método confiable.

Con esos estudios es posible llegar a establecer si se generaron por fusión cortical, por subducción de placa oceánica o por qué otro mecanismo viable. Ello representará un paso fundamental para describir la viabilidad del modelo apoyado en el TCD, que desde el punto de vista puramente naturalista parece ser el que más respeta las observaciones geológicas.

AGRADECIMIENTOS

El autor desea expresar su agradecimiento a los integrantes de la Cátedra de Geología de la Facultad de Agronomía por las discusiones que ilustraron muchos aspectos del tema tratado. Además reconoce los aportes de la Lic. Rosa Navarro y una mención especial para la Ay. Téc. Carmen Oliveira que realizó la tarea de transformar borradores manuales en un documento digital de calidad.

BIBLIOGRAFÍA

- ALMEIDA, F.F.M. de, AMARAL, G., CORDANI, U.G., KAWASHITA, K. 1973; **The Precambrian evolution of the South American cratonic south of the Amazon River in NAIRN and STEHLI** Eds. *The Ocean Basin and margins*: pp 441-446, Plenum Publ.1.
- BASEI, M.A.S & HAWKESWORTH, C. ; 1993 **O magmatismo di cinturão Dom Feliciano (Sc) e sua importancia no estabelecimento das principais descontinuidades crustais da região Sud-brasileira**, PRIMER SIMPOSIO INTERNACIONAL DEL NEOPROTEROZOICO-CÁMBRICO DE LA CUENCA DEL ESTE Resumen extenso N° 41; La Paloma, Uruguay.
- BASEI, M.A.S. SIGA Jr., HARARA, O.M., PRECIOZZI, F., SATO, K., KAUFUSS, G. 2001 **Precambrian terranes of african affinities in the southeastern part of Brazil and Uruguay**, Actas III SIMPOSIO SUDAMERICA DE GEOLOGÍA ISOTÓPICA Pucón, Chile, (CD):98-101.
- BASEI, M.A.S., SIGA Jr., O., MASQUELIN, H., HARARA, O.M., REIS NETO, J.M. & PRECIOZZI, F., 2000 **The Dom Feliciano Belt of Brazil and Uruguay and its foreland domain, the Rio de la Plata Craton; in CORDANI et al (Ed) Tectonic Evolution of South America**: 311-344, Rio Janeiro, Brasil.
- BOSSI, J., FERRANDO, L. & ALBANEL, H. 1967 **Basamento cristalino del Sureste del Uruguay; II SIMPOSIO INTERNA-CIONAL SOBRE DERIVA CONTINENTAL**: 60-72. Montevideo. Uruguay
- BOSSI, J. FERRANDO, L., MONTAÑA, J., CAMPAL, N., MORALES, H., GANCIO, F., SCHIPILOV, A., PIÑEYRO, D. & SPRECHMANN, P. 1998; **Carta geológica del Uruguay a escala 1/500.000**; Ed. GEOEDITORES SRL; Montevideo, Uruguay.
- BOSSI, J., CAMPAL, N., HARTMANN, L.A., SCHIPILOV, A., PIÑEYRO, D. 1999. **Thirty-five years of Geochronology in Uruguay; III SIMPOSIO SUDAMERICANO DE GEOLOGÍA ISOTÓPICA** (versión en CD).
- BOSSI, J. CAMPAL, N., HARTMANN, L.A., SCHIPILOV, A. 2001. **Predevoniano en el Uruguay: terrenos y SHRIMP II**; Actas XI CONGRESO LATINOAMERICANO DE GEOLOGÍA, (CD) trabajo N°94.
- BOSSI, J. & FERRANDO, L. 2001- **Carta Geológica del Uruguay -Escala 1/500.000** Edición CD Rom Facultad de Agronomía.
- BOSSI, J. y NAVARRO, R. 1991 . **GEOLOGÍA DEL URUGUAY**- Ed. Departamento de Publicaciones de la Universidad de la República-2 tomos- 7-953.
- BOSSI, J. y CAMPAL, N. 1993. **El Cinturón Cuchilla Dionisio: Evento brasiliano en el Uruguay**; 1er. SIMPOSIO INTERNACIONAL DEL NEO-PROTEROZOICO-CÁMBRICO de la Cuenca del Plata. Guía de excursiones: 43-56. La Paloma-Minas.-Uruguay.
- BOSSI, J.; PRECIOZZI, F. y CAMPAL, N. 1993. **PREDEVONIANO DEL URUGUAY PARTE I: TERRENO PIEDRA ALTA**; Ed. DINAMIGE. Montevideo. Uruguay.
- BOSSI, J. 1983. **Breve reseña sobre el conocimiento geológico del Escudo Predevoniano en Uruguay, Sud América. Zentralblatt für Geologie und Paläontologie** 1(3/4): 417-429. Alemania.
- BOSSI, J., FERNÁNDEZ, A., & ELIZALDE, G., 1965. **Predevoniano en el Uruguay**. Boletín Facultad de Agronomía N° 78. Montevideo. Uruguay.
- BOSSI, J 1968. **Ensayo de clasificación geológica de las rocas ígneas**. Boletín Facultad de Agronomía 102:1-27. Montevideo. Uruguay.
- BOSSI, J., & NAVARRO, R., 1988. **Serpentinitas cromíferas pre-orogénicas en el Ciclo Orogénico Moderno de Uruguay**. 6° PANEL DE GEOLOGÍA DEL LITORAL Y 1° REUNIÓN DE GEOLOGÍA DEL URUGUAY. 91-95. Salto. Uruguay.
- CAMPAL, N. y GANCIO, F. 1993 **Asociación volcanitas- piroclásticas de los Cerros Aguirre** (Departamento de

- Rocha): una nueva formación y su implicancia en la evolución del Ciclo Brasiliano en el Uruguay:** 1er. SIMPOSIO INTERNACIONAL DEL NEOPROTEROZOICO-CAM-BRICO de la Cuenca del Plata. Tomo II- trabajo N° 44. La Paloma -Minas. Uruguay.
- CAMPAL, N. GANCIO, F. SCHIPILOV, A. & BOSSI, J. 2002 **La formación Cerros Aguirre (Vendiano Superior): geocronología, características estructurales y litológicas;** II COLOQUIO INTERNACIONAL VENDIA-NOCÁMBRICO DEL GONDWANA OCCIDENTAL; resúmenes ampliados: 16-17.
- CAMPAL, N. y SCHIPILOV, A. 1994, **The Illescas bluish-quartz rapakivi granite (Uruguay-South America): Some geological features.** Symposium on Rapakivi Granites and related rocks-Belen, Brazil.
- CAMPAL, N. GAUCHER, C., SCHIPILOV, A. & BOSSI, J., 1995. **El Uruaçuano en el Uruguay: evidencias geológicas, paleontológicas y radimétricas.** 6° SIMPOSIO SUL-BRASILEIRO DE GEOLOGÍA. 1° Encuentro de Geología del Cono Sur. Boletín de Resúmenes Expandidos: 97-100. Porto Alegre. Brasil.
- CAMPAL, N. y SCHIPILOV, A. 1997, **Tehe Eastern Edge of the Rio de la Plata Cratón: A History of Tangential Collisions.** XIII INTERNACIONAL CONFERENCE ON BASAMENT TECTONICS 97. Abstracts. 2-3; Blacksbouurg, Vancouver. Canadá.
- CAMPAL, N. y SCHIPILOV, A., 1999. **The Eastern Edge of the Rio de la Plata Craton: A History of Tangential Collisions.** In: SINHA, A. K. (Ed), *Basement Tectonic* 13: 33-48. Kluwer Ac. Publ.
- CAMPOS NETO, M.C. y FIGUEREDO, M.C.H. 1995. **The Rio Doce orogeny, Southeastern Brazil,** *Journal of South American Earth Sciences* 8:143-162.
- CHEMALE, F. HARTMANN, L.A. & SILVA, L.C. da 1995 **Stratigraphy and tectonism of Brasiliano Cycle in Southern Brazil;** *Comm. Geol. Survey Namibia* 10 :151-166.
- CHEMALE, F. 2000 **Evolução geológica do Escudo Sul-rio-grandense;** in *Geología do Rio Grande do Sul*, M.HOLZ y H DE ROS, Eds; Univ. Federal R.G.S. Centro de Investigación del Gondwana (CIGO) Porto Alegre, Brasil.
- DALLA SALDA, L., BOSSI, J. & CINGOLANI, C. 1988. **The Río de la Plata Cratonic Region of South-Western Gondwanaland.** *Episodes*, 11 (4): 263-269. Ottawa. Canadá.
- FERNANDES, L.A.D., TOMMASI, A. & PORCHER, C.C. 1992. **Deformation patterns in the Southern Brazilian branch of the Dom Feliciano Belt: a reappraisal;** *Journal of South American Earth Sciences*; 5:77-96.
- FERRANDO, L. y FERNÁNDEZ, A. 1971. **Esquema tectónica cronoestratigráfico del Pre-Devoniano en el Uruguay.** Annais XXV CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGÍA. I: 199-210. San Pablo. Brasil.
- FRAGOSO-CESAR, A.R. 1980. **O cratón do Rio de la Plata e o cinturao Dom Feliciano no Escudo Uruguayo-Sul Riograndense;** Actas 31 CONG. GEOL. BRASILEIRO, CAMBORIU 5: 2879-2891.
- FRAGOSO-CESAR, A.R. 1991. **Tectônica de Placas no Ciclo Brasiliano: as orogenias dos cinturoes Dom Feliciano e Ribeira no Rio Grande do Sul;** tesis de doctorado Univ. de Sao Paulo, Brasil, 362 pag. (citado SÁNCHEZ BETUCCI, 1997).
- FRANZ, J.C., REMUS, M.V.D. & HARTMANN, L.A. 2000 **geological units, ages and tectonic evolution of the Neoproterozoic Dom Feliciano Belt, Southernmost Brazil: a review.** *Revista Brasileira de Geociencias* 30 (1): 055-057.
- GAUCHER, C. 2002. **Grupo Arroyo Soldado Guía de Excursión del II COLOQUIO INTERN. VENDIANO-CÁMBRICO DEL GONDWANA OCCIDENTAL;** UNESCO, Montevideo, Uruguay: 3-54.
- GAUCHER, C. Y SCHIPILOV, A. 1993. **La secuencia arenosa-pelítica de Arroyo del Soldado.** *Revista Brasileira de Geociencias* 23(3):312.

- GAUCHER, C. Y SCHIPILOV, A. 1994
Formaciones de hierro bandeadas del Vendiano del Uruguay; *Paleociencias del Uruguay* (serie didáctica) 2:3-5, Montevideo.
- GAUCHER, C. SPRECHMANN, P. & SCHIPILOV, A. 1996. **Upper and Middle Proterozoic fossiliferous sedimentary sequences of the Nico Perez Terrane of Uruguay: lithostratigraphic units, paleontology, depositional environments and correlations;** *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie*, 199-339-367, Stuttgart, Alemania.
- GAUCHER, C. y SPRECHMANN, P. 1998
Grupo Arroyo Soldado: paleontología, edad y correlaciones (Vendiano-Cámbrico inferior, Uruguay); Actas II CONGRESO URUGUAYO DE GEOLOGÍA: 183-187, Montevideo.
- GAUCHER, C. BOGGIANI, P.C., SPRECHMANN, P., SIAL, A.N. & FAIRCHILD, T.R. 2001. **La plataforma Corumbé -Arroyo del soldado : eslabón paleogeográfico entre unidades del Vendiano-Cámbrico de Sud América y África;** Acta de resúmenes del I COLOQUIO INTERN. VENDIANO-CÁMBRICO DEL GONDWANA OCCIDENTAL: 11-13, Montevideo, Facultad de Ciencias.
- GAUCHER, C. 2000. **Sedimentology, paleontology and stratigraphy of the Arroyo del Soldado Group (Vendian to Cambrian, Uruguay);** *Beringeria*, 26:3-120; Wurzburg, Alemania.
- GAUCHER, C., SPRECHMANN, P., MONTAÑA, J. y MARTINEZ, S. 1998
Litoestratigrafía, sedimentología y paleogeografía del grupo Arroyo del Soldado (Vendiano-Cámbrico, Uruguay); Actas del II CONG. URUGUAYO DE GEOLOGÍA: 24-31, Montevideo.
- GOMEZ RIFAS, C. 1995. **A zona de cisalhamento sinistral "Sierra Ballena" no Uruguay;** tesis de doctorado, Univ. Sao Paulo, Brasil, 243 pp.
- GOMEZ RIFAS, C. Y MASQUELIN, H. 1996
Structural geology of the Valentines region; in Lateinamerika-koll, Terra Nostra: 51 Hamburg, Alemania.
- HACKSPACHER, P., DANTAS, E.L., SPOLADORE, A., FETTER, A.H. & OLIVERA, M.A.F. 2000 **Evidence of Neoproterozoic backarc basin development in the central Ribeira Belt, Southern Brazil;** *Revista Brasileira de Geociencias* 30 (1) :110-114.
- HART, S. R. 1966. **Radimetric ages in Uruguay and Argentina and their implications concerning continental drift.** Geological Society of America. *Annual Meeting* : 86: San Francisco. EEUU.
- HARTMANN, L.A. , CAMPAL, N., SANTOS, J.O. S., Mc NAUGHTON, N.J., BOSSI, J., & SCHIPILOV, A. 2001. **Archean crust in the Rio de la Plata Craton, ; SHRIMP U-Pb Zircon reconnaissance geochronology;** *Journal of South American Earth Sciences* 14: 557-570.
- HARTMANN, L, SANTOS, J.O.S., BOSSI, J., CAMPAL, N., SCHIPILOV, A. & Mac NAUEHTON, N.J.; 2002; **Zircon and titanite U-Pb SHRIMP geochronology of Neoproterozoic felsic magmatism on the eastern border of the Rio de la Plata Cratón, Uruguay;** *Journal of South American Earth Sciences*, 15: 229-236.
- IRVINE, T.N y BARAGAR, W.R.A. 1971. **A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks,** *Canadian Journal of Earth Sciences*, 8:523-547.
- JUNG, J. y ROQUES, M. .1952. **Les zones d'isométagmorphe dans les terrains cristallophilliens du Massise Central Français.** *Rev. Soc. Hist. Nat. Auvergne, nouv. sér.*, II 38-85.
- KAWASHITA, K., GAUCHER, C. SPRECHMANN, P. TEIXEIRA, W., & VICTORIA, R 1999. **Preliminary chemostratigraphic insights on carbonate rocks from Nico Pérez Terrane (Uruguay);** Actas II SIMPOSIO SUDAMERICANO DE GEOLOGÍA ISOTÓPICA; 399-402, Córdoba. Argentina.
- MASQUELIN, H. 1990. **Análisis estructural de las zonas de cizallas en las migmatitas de Punta del Este, Uruguay;** *Acta Geológica Leopoldensia* 13 (30): 139-158. Brasil

- MASQUELIN, H. SILVA, A., PORCHER, C., FERNANDES, L., MORALES, E., 2001 **Geología y geotermobarometría de la suite metamórfica Chafalote, basamento pre-Brasiliano, SE del Uruguay**; Actas XI CONGRESO LATINO-AMERICANO DE GEOLOGÍA, versión CD, trabajo N° 191, 9pp, Montevideo, Uruguay.
- MASQUELIN, H. Y GOMEZ RIFAS, C. 1998 **Neoproterozoic to early Paleozoic Belt in Uruguay and Rio Grande do Sul: a contribution**; *Zbl. Geol. Paleo. Teil I* (3-6):681-699, Stuttgart, Alemania.
- OYHANTÇABAL, P. SPOTURNO, J. GOSO, E. HEIMANN, A., BERGALLI, L. 2001. **Asociaciones litológicas en las supracrustales del grupo Lavalleya y sus intrusiones asociadas en la hoja Fuente del Puma (Sur de Minas, Uruguay)**; Actas XI CONGRESO LATINOAMERICANO DE GEOLOGÍA, Ed. en CD.
- PORADA, H. 1979. **The Damara-Ribeira orogen of the Pan African-Brasiliano cycle in Namibia (SW Africa) and Brazil as interpreted in terms of continental collision**; *Tectonophysics*, Australia, 57 (2-4):237-265.
- PRECIOZZI, F., MASQUELIN, H. & SANCHEZ, L. 1993 **Geología de la porción sur del Cinturón Cuchilla de Dionisio; Guía de excursión del Primer Simposio Internacional del Neoproterozoico-Cámbrico de la cuenca del Plata**. Ed. DINAMIGE: pp 1-39. Montevideo.
- PRECIOZZI, F., SPOTURNO, J. & HEINZEN, W., 1985 **Carta Geológica del Uruguay escala 1/500.000**.
- PRECIOZZI, F., SPOTURNO, J. & HEINZEN, W. 1979. **Carta geo-estructural del Uruguay a escala 1/2: 000.000**; Bol. del INGIETA, 62 pp. Montevideo.
- PRECIOZZI, F., BASEI, M. & SÁNCHEZ BETUCCI, L. 2002 **El terreno Punta del Este: una aproximación al conocimiento**; II COLOQUIO INTERN. VENDIANO-CÁMBRICO DEL GONDWANA OCCIDENTAL, Resúmenes ampliados: 35-42. Montevideo.
- PRECIOZZI, F., BASEI, M. & MASQUELIN, H. 1999. **Tectonic domains of the Uruguayan Precambrian Shield**; Actas II SIMPOSIO SUD AMERICANO DE GEOLOGÍA ISOTÓPICA, Córdoba, Argentina: 344-346.
- PRECIOZZI, F. PEEL, E., MUZIO, R., LEDESMA, J.J., GUEREQUIZ, R. 2001. **Dom Feliciano Belt and Punta del Este Terrane: geochronological features**; III SIMPOSIO SUDAMERICANO DE GEOLOGÍA ISOTÓPICA, versión en CD.
- QUENNEL, A.M. & HALDEMANN, E.G. 1960. **On the subdivision of the Precambrian**; Actas XXI INTERN. GEOLOG. CONG. (IX): 170-178, India.
- RAMOS, V. 1988. **Late Proterozoic-Early Paleozoic of South America – a collisional history**. *Episodes*. 11 (3): 168-174.
- SANCHEZ BETUCCI, L. 1998. **Evolución tectónica del Cinturón Dom Feliciano en la región Minas-Piríapolis, R.O. del Uruguay**; Tesis doctoral, Universidad de Buenos Aires, Argentina, Fac. de Ciencias Exactas y Naturales; 2 vol., 322 pp.
- SOARES, P.C., FIORI, A.P., CARMIG-NANI, L., ROSTIROLLA, S.P. 2000 **A geotectonic view of the Ribeira and Dom Feliciano Belts**; *Rev. Bras. Geoc.* 30 (1):130-134.
- SOLÁN, E. Jr. 1986. **Os dados geocronológicos do escudo sul-riograndense e suas implicações de ordem geotectónica**; Tesis de doctorado. Instituto de geociencias. Universidade Sao Paulo. San Pablo. Brasil.
- TASSINARI, C., MUNHA, J.M.U. RIBEIRO, A. & CORREIA, C.T. 2001. **Neoproterozoic oceans in the Ribeira Belt: the Pirapora do Bom Jesus ophiolitic complex**. *Episodes*, 24 (4):245-251.
- TEIXEIRA, W., RENNE, P., BOSSI, J., CAMPAL, N., & D' AGRELLA Filho, M.S. 1999. **^{40}Ar - ^{39}Ar and Rb-Sr geochronology of the Uruguayan dike swarm, Rio de la Plata craton and implications for Proterozoic intraplate activity in western Gondwana**; *Precambrian research* 93: 153-180.

TOMASSI, A., y D'AVILA FERNÁNDEZ, L. A.
1990. **Ciclo Brasileiro na porção sudeste da plataforma Sul-Americana –Un novo modelo.** 1er. CONGRESO URUGUAYO DE GEOLOGÍA. Resúmenes Ampliados 1: 7-10. Montevideo. Uruguay.

UMPIERRE, M. y HALPERN, M., 1971.
Edades Sr-Rb del Sur de la República Oriental del Uruguay. *Revista Asociación Geológica Argentina.* 26: 133-155. Buenos Aires. Argentina.

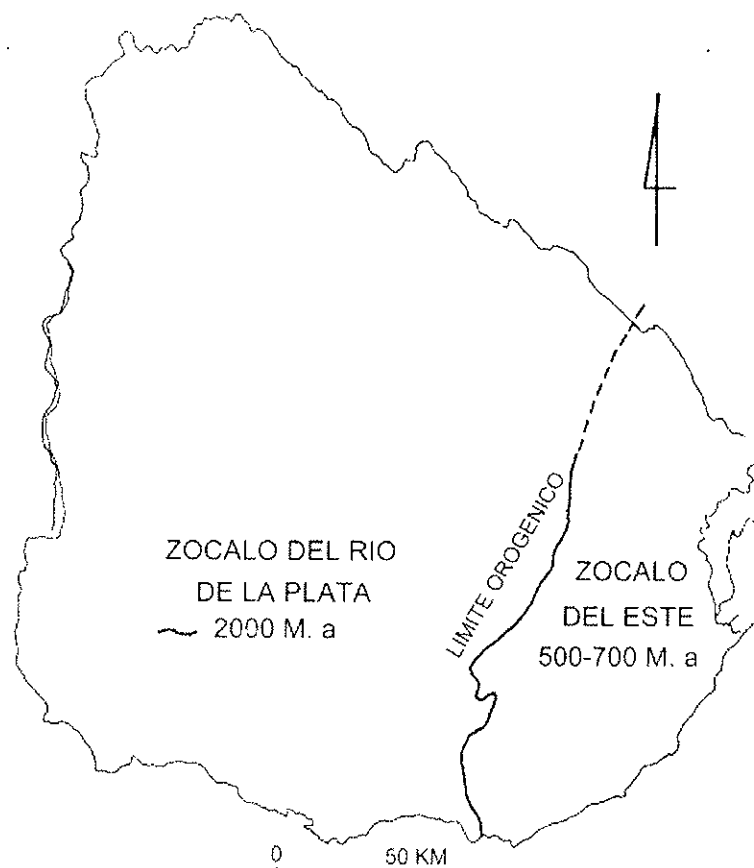


Figura N° 1 - Los dos ciclos orogénicos según Bossi et al (1975).

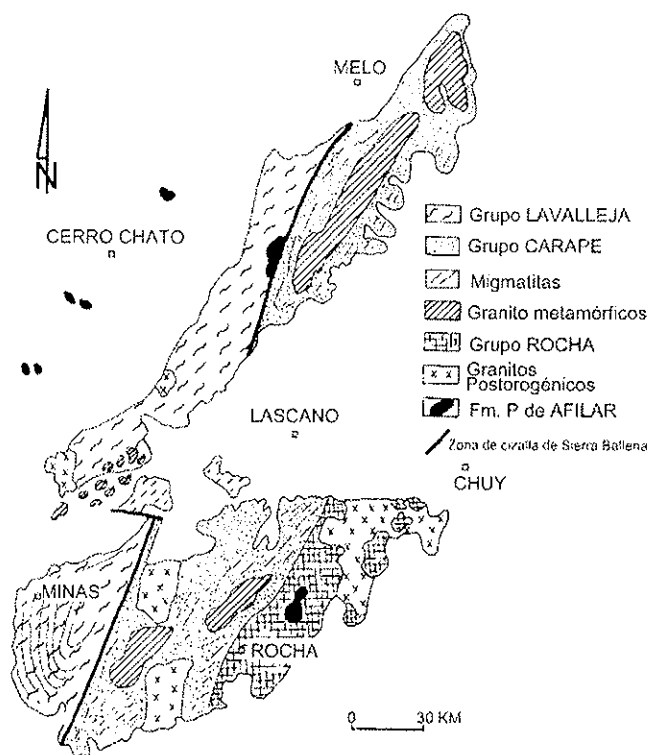


Figura N° 2 - Complejo Carapé según Sanchez Betucci (1997).

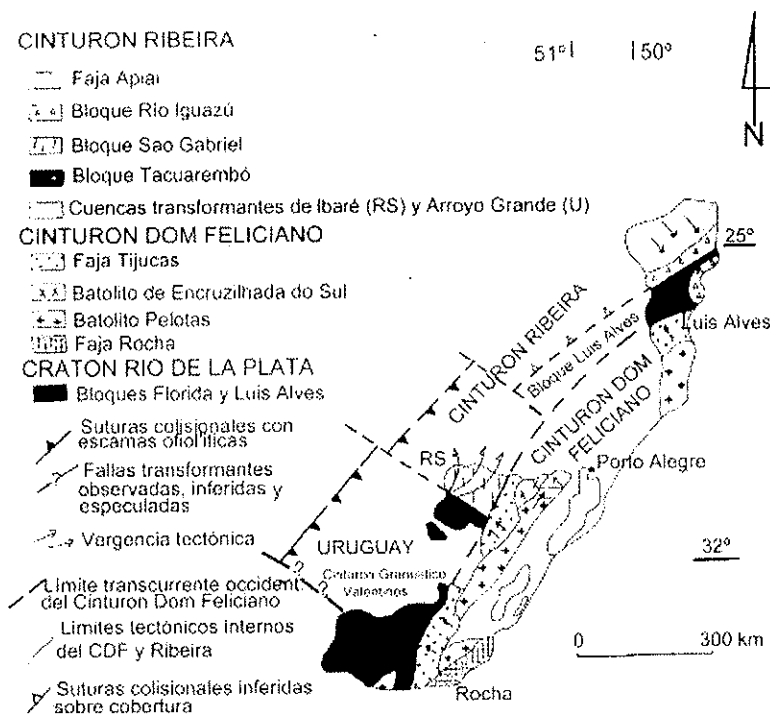


Figura N° 3 - Cinturón Dom Feliciano según Fragoso-Cesar (1991).

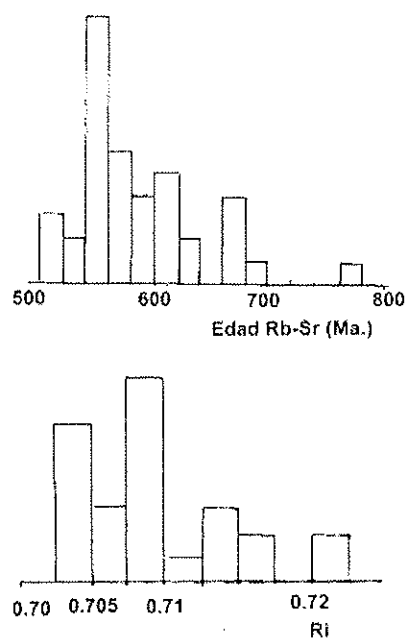


Figura N° 4 - Histogramas de valores de edades Pb-Sr y Ri de los granitoides del SE del Uruguay.

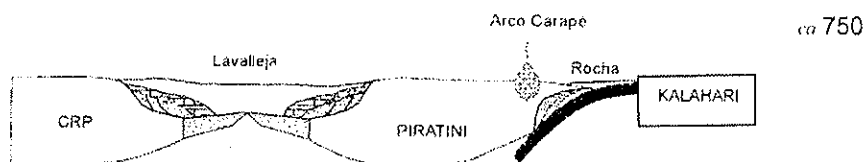


Figura N° 5 - Etapa de cuenca marginal en la conexión de Sanchez Betucci (1997).

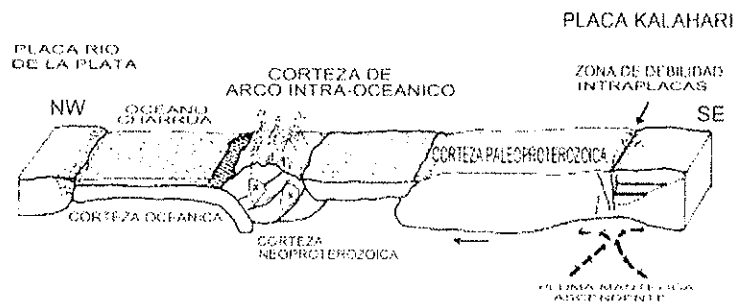
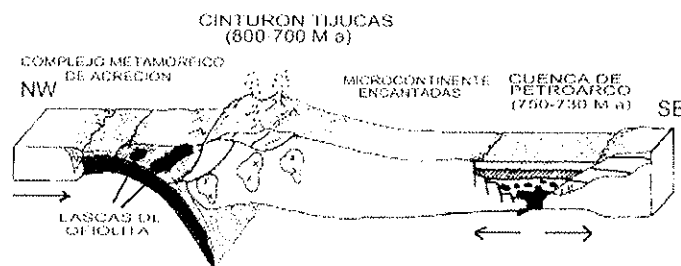
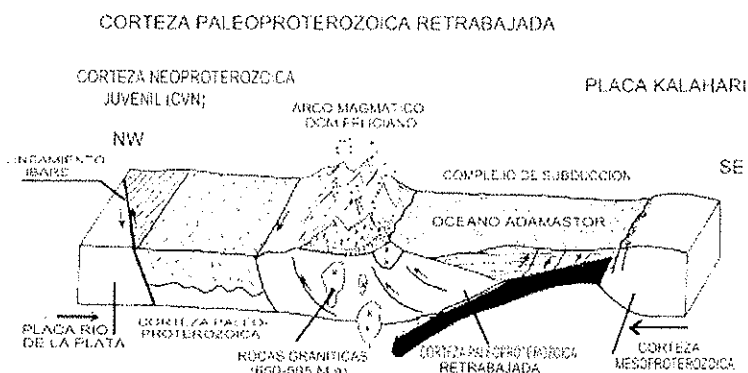
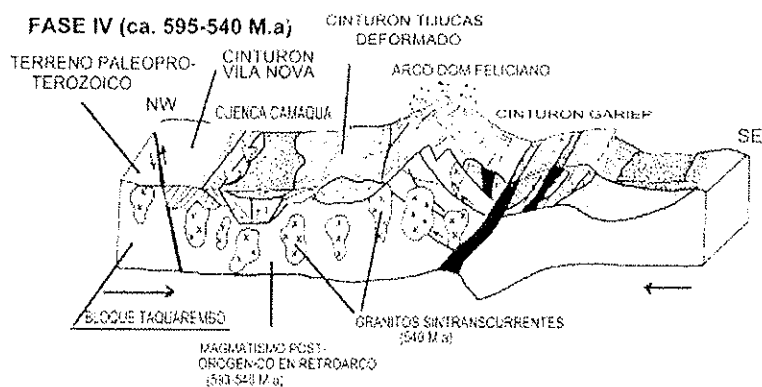
FASE I (900-800 M.a)**FASE II (800-700 M.a)****FASE III (650-595 M.a)****FASE IV (ca. 595-540 M.a)**

Figura N° 6 - Modelo evolutivo del escudo sulriograndense durante el Neoproterozoico según Chemale (2000).

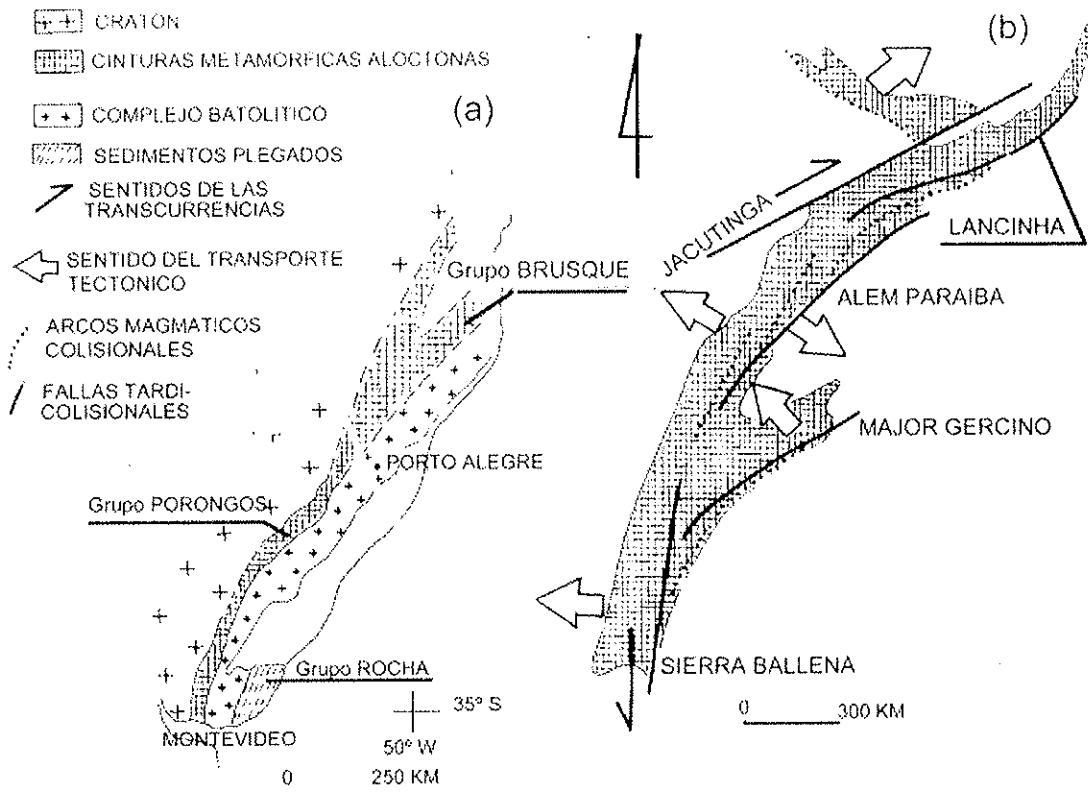


Figura Nº 7 - Esquema de Soares et al (2000) para el Cinturón Dom Feliciano.

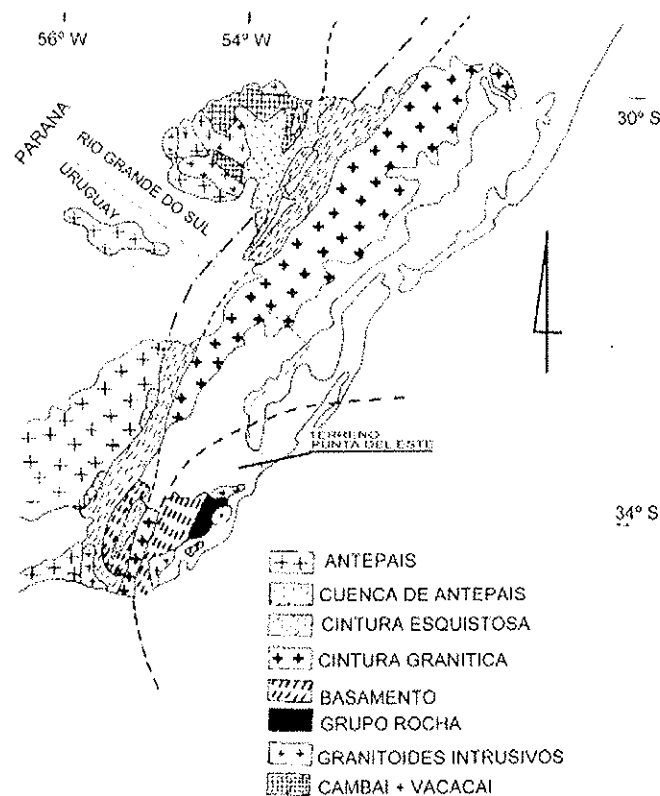
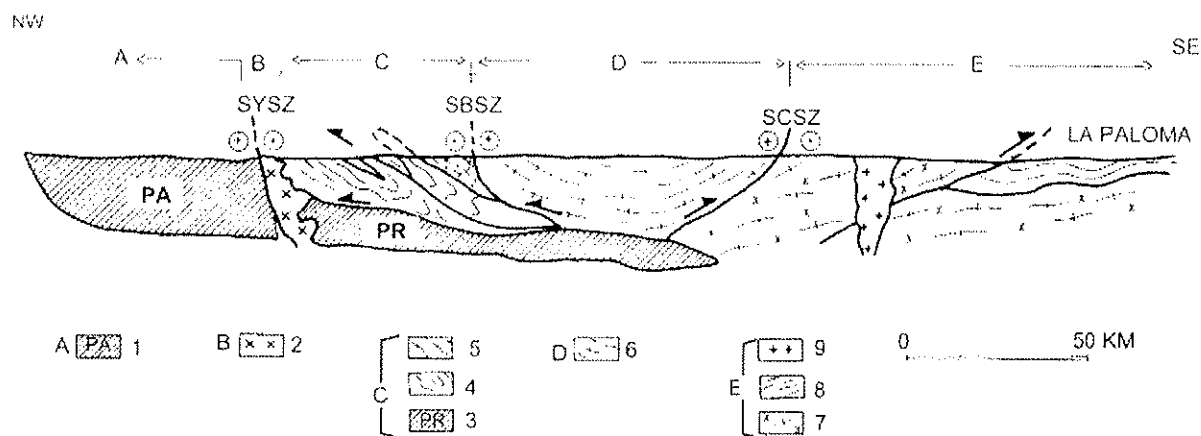


Figura Nº 8 - Carta geológica esquemática del Cinturón Dom Feliciano según Basei et al (2000) simplificado.



A- Cratón del Río de la Plata -- B- Antepais-- C- Cintura esquistosa Lavalleja --D- Cintura granítica-- E- Terreno Punta del Este
 1. Terreno Piedra Alta- 2. Suite Sierra de Animas - 3. Punta Rasa gneiss- 4. Secuencia volcano sedimentar
 5. Complejo Carapé- 6. Batolito de Aiguá - 7. Granulita 1.0 Ga - 8. Grupo Rocha - 9. Granito post-tectónico.

Figura N° 9 - Corte geológico NW-SE del extremo sur del Cinturón Dom Feliciano y Terreno Punta del Este simplificado de Basei et al (2000).

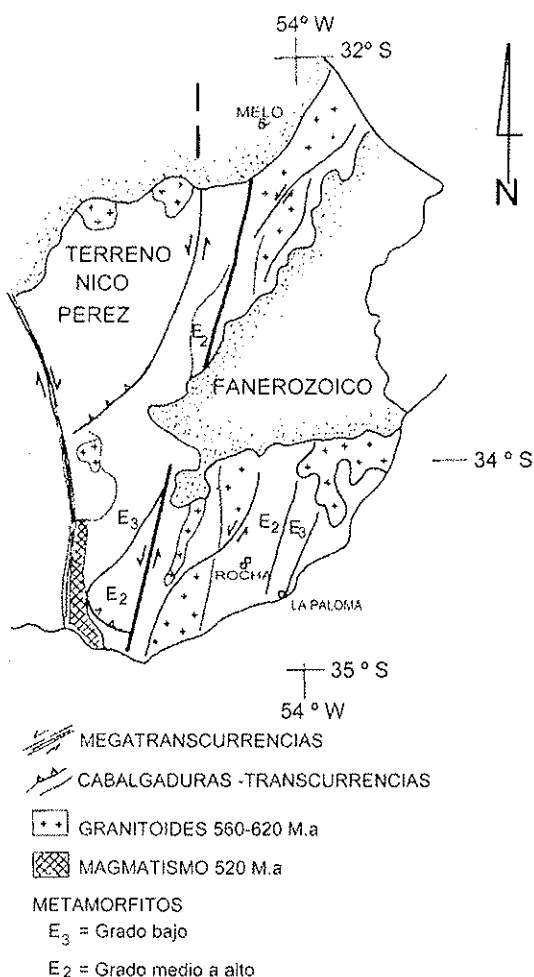


Figura N° 10 - Grandes cizallas sinestras en el E de Uruguay simplificado de Bossi y Campal (1993).

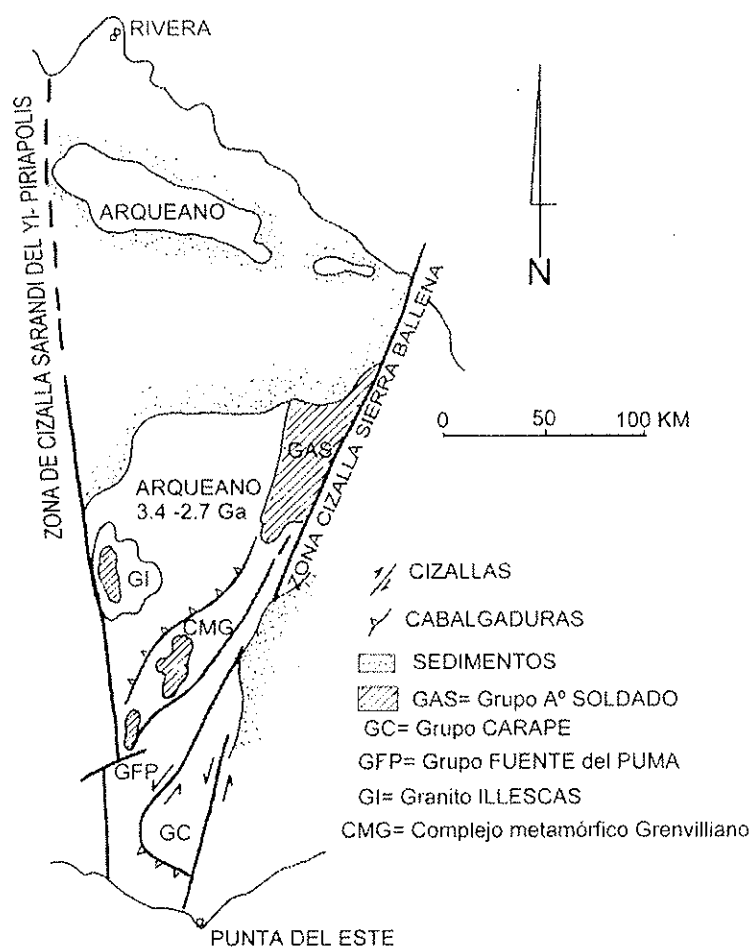


Figura N° 11 -Esquema del Terreno Nico Pérez propuesto por Bossi et al (1998) simplificado.

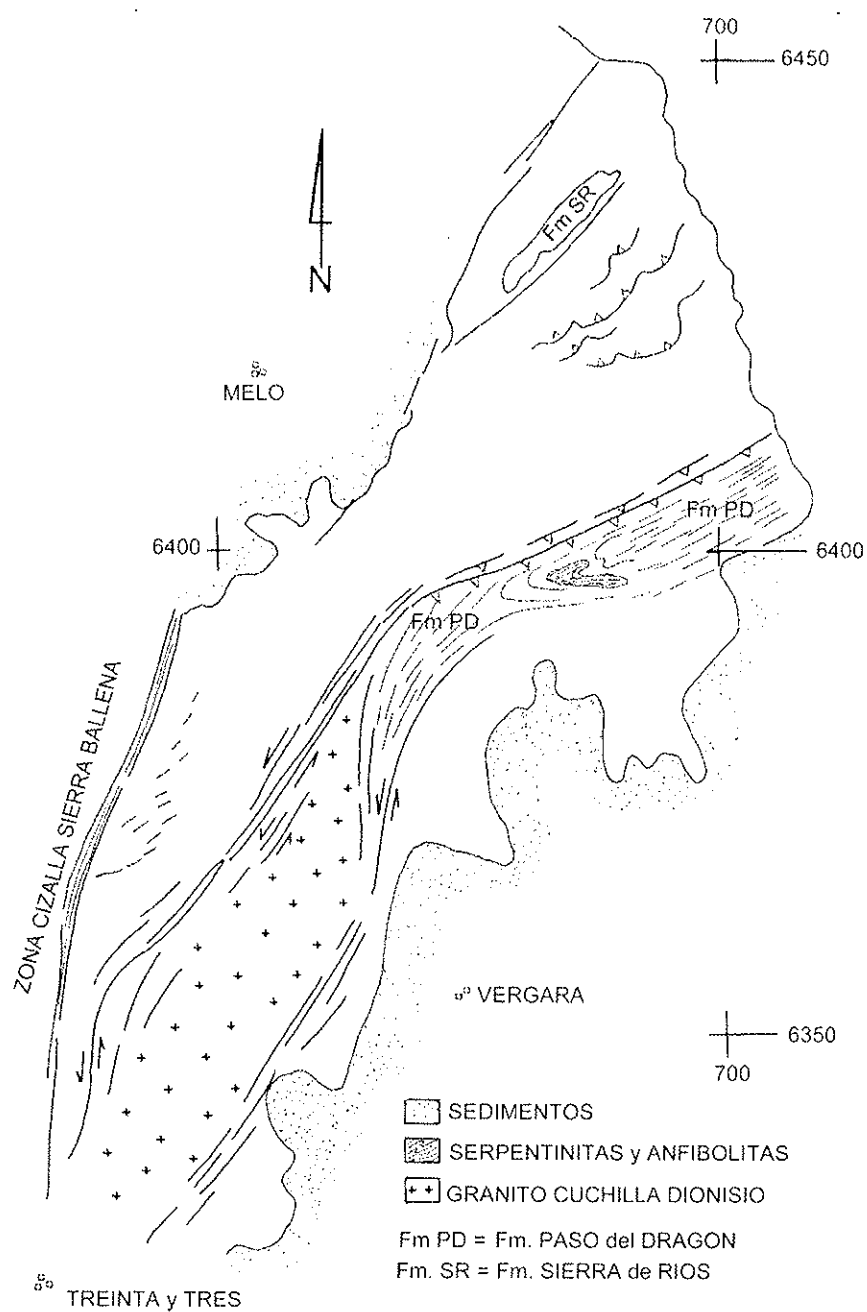


Figura N° 12 - Extremo N del Terreno Cuchilla Dionisio en el enfoque del presente ensayo; tomado de Bossi et al (1998), simplificado y reducido.

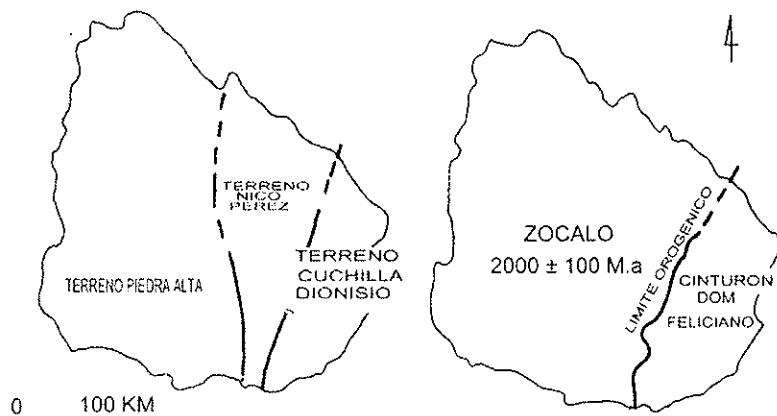


Figura Nº 13 - Planteos esquemáticos de los enfoques que originan la controversia.

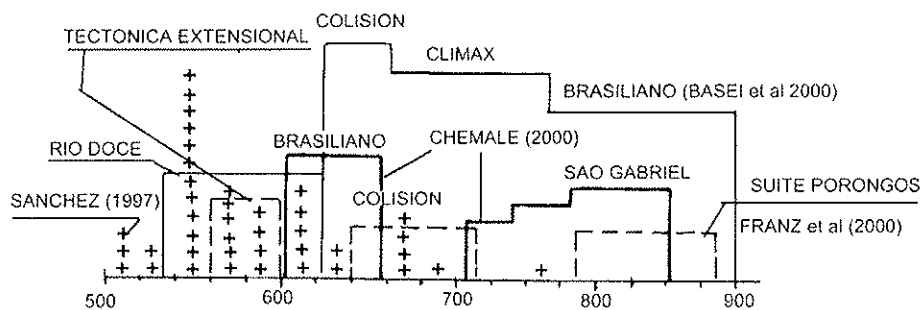


Figura Nº 14 - Edades del Ciclo Brasiliano según diversos autores.

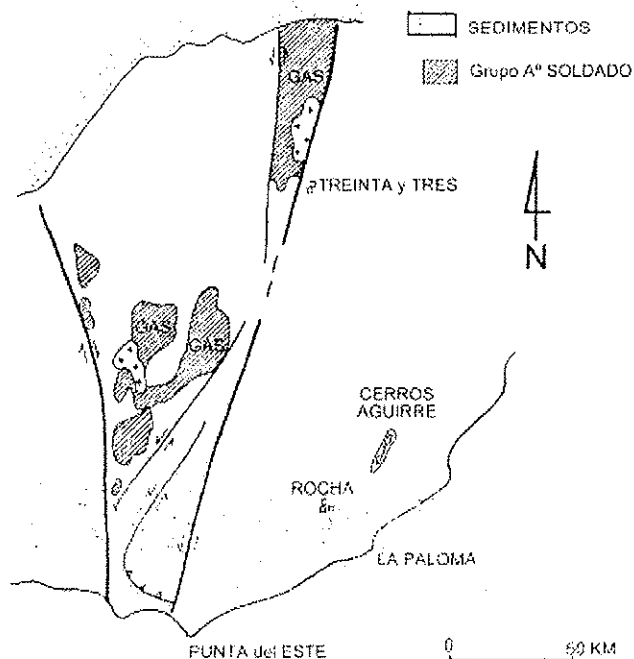


Figura Nº 15 - Ubicación de Cerro Aguirre respecto al Arroyo Soldado en su extensión actual: tomada de Gaucher (2000) simplificada.

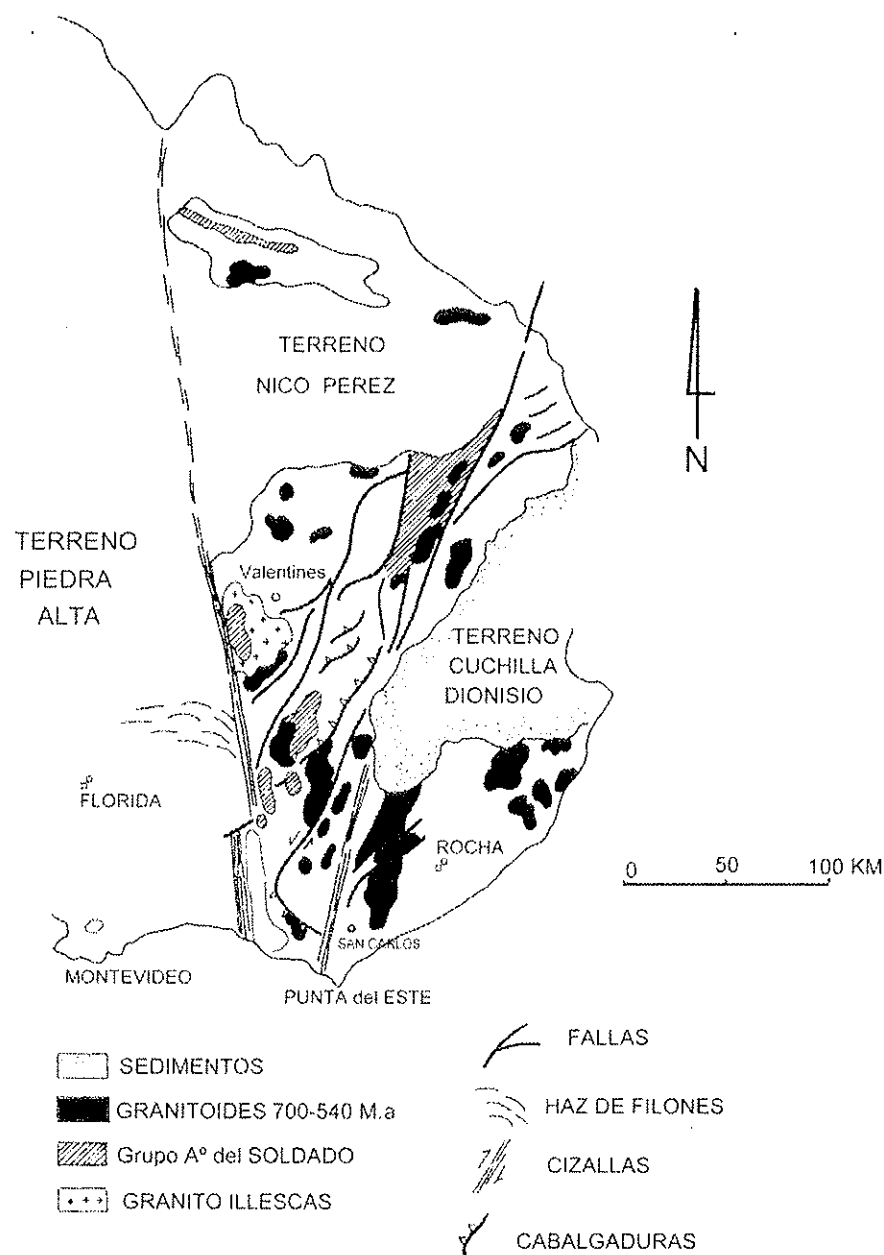


Figura N° 16 - Distribución esquemática de los terrenos propuesta por Bossi et al (1998).

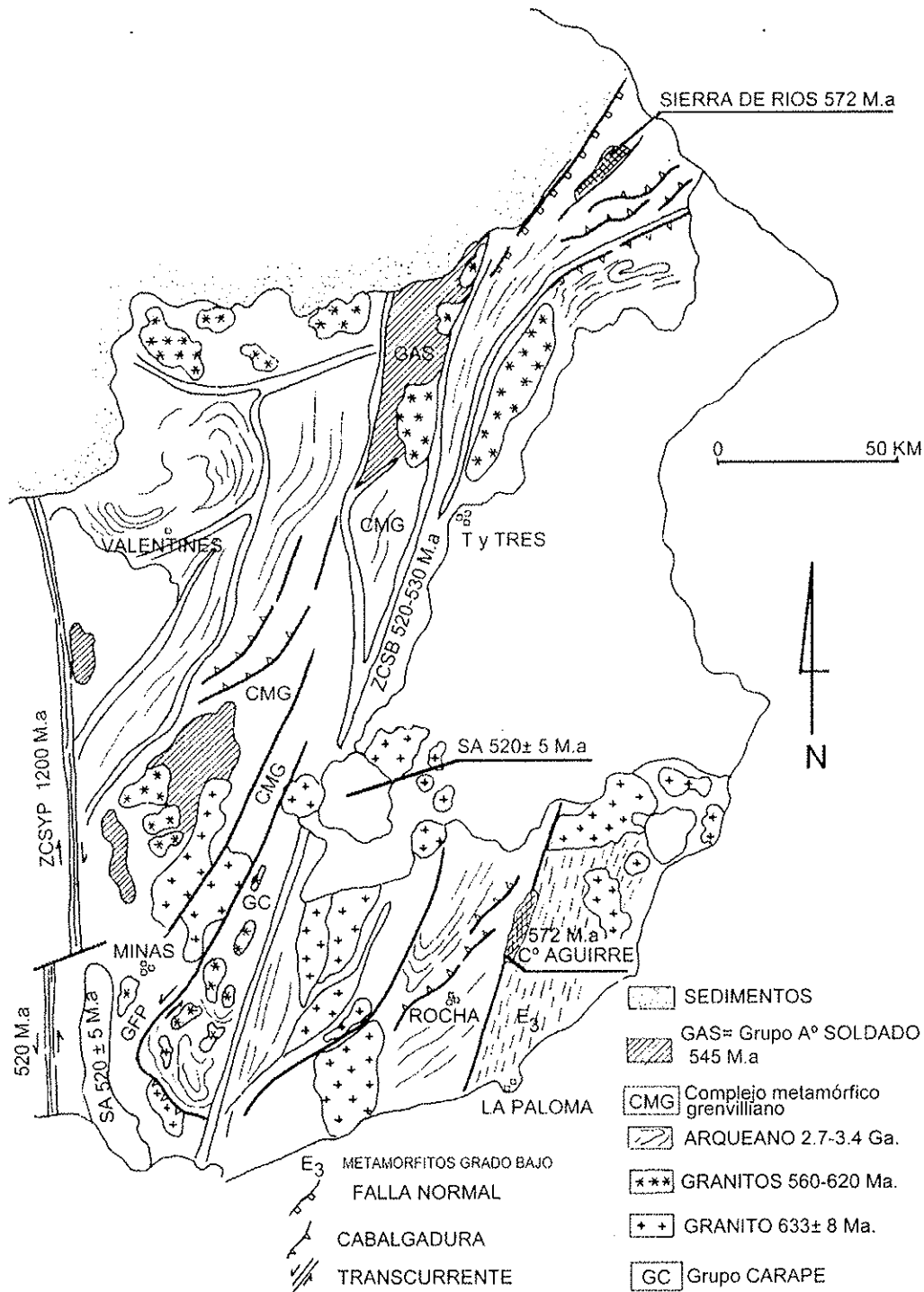


Figura Nº 17 - Propuesta de evolución del Uruguay durante el Neoproterozoico-Cámbrico.

CINTURÓN DOM FELICIANO				
CINTURA OCCIDENTAL			CINTURA ORIENTAL	
UNIDADES GEOLOGICAS	EPISODIOS GEOLOGICOS		EPISODIOS GEOLOGICOS	UNIDADES GEOLOGICAS
Granito São Sepe (558) Granito Cacapava (562) Granito Lavras (594)	Tectónica extensional	500 Ma	Tectónica extensional	Suite Canguçu Suite Campinas
Granitoides Sanga do Jobim	Tectónica transcurrente post-colisional	600 Ma	Tectónica transcurrente	Suite Cordilheira
Complejo Cambai (704) Grupo Vacacai (695-700) Complejo Bessoroca (arco) Complejo Passo Feio (retroarco)	Arco magmático colisión Tectónica tangencial	700 Ma	Post-colisional	Suite Arroio Moinho (630)
	Arco magmático y cuenca de retroarco juveniles	800 Ma	Colisión continental	Complejo Cerro da Arvore (763) Suite Arroio Solidao (780-800)
Granitoides Passinho (879±14)		900 Ma	Cuenca plataformal y de rift, magmatismo y telúrico, tectónica extensional	Complejo metamórfico Porongo (884±19)

Tabla N° I-Secuencia evolutiva de cada cintura componente del Cinturón Dom Feliciano según Franz et al (2000) apenas simplificado.

Ma.	Fenómenos geológicos
520-530	Zonas de mega cizallas sinestrales de Sierra Ballena, Sierra de Sosa y Sarandí del Yi-Piríópolis
545 ± 15	Granito de Polanco intrusivo en grupo Arroyo Soldado
550-600	Sedimentación plataformal del grupo Arroyo Soldado
633 ± 8	Batolito Puntas de Santa Lucía
1200 ± 20	Cabalgadura con vergencia al SE, borde del arqueano y zona de cizalla dextral Sarandí del Yi-Piríópolis
1300-1500	Mineralizaciones de galena con edades Pb-Pb determinadas en 1985 por el BRGM de Francia
1780 ± 5	Granito rapakivi con cuarzo celeste intrusivo en fm. Valentines
2700 ± 50	Granito metamórfico de facies granulitas de cuarzo y perlititas cordadas
3410 ± 20	Gneiss tonalítico del grupo La China

Tabla N° II - Esquema estratigráfico propuesto para el Terreno Nico Pérez.

Sud América					Sud Africa	
	ANTEPAIS	CUENCAS DE ANTEPAIS	CINTURA ESQUISTOSA	CINTURA GRANITICA	CINTURA ESQUISTOSA	CUENCAS DE ANTEPAIS
(Ga) (ZGM)	2.51	1.91	1.91	1.62	1.59	1.58
ZONA CIZALLA SIERRA BALLENA						

Tabla N° III - Edades modelo Nd de cada unidad tectónica de Sudamérica y Sudáfrica según Basei et al (2001).