

El Terreno Punta del Este: una aproximación al conocimiento

Fernando Preciozzi, Miguel A.S. Basei** & Leda Sánchez Bettucci**

* Departamento de Geología, Facultad de Ciencias, Iguá 4225, 11400 Montevideo, Uruguay.

** Instituto de Geociencias, Universidade de Sao Paulo, SP Brasil

Introducción

El Terreno Punta del Este (TPE) está constituido por una serie de gneises y migmatitas formadas en el intervalo de 1000 y 900 Ma, y que han sido intensamente retrabajadas durante la orogénesis Rio Doce (*ca.* 600-500 Ma). Este segmento cortical representa un terreno metamórfico de alto grado, correlacionable con complejos gnéissicos del Suroeste de África, en particular con el Cinturón Kibariáno - Namaqualano, reconocido en la porción sudoccidental del continente africano (Namibia). Edades U-Pb en circón de granitoides tonalíticos indican valores entre 1000 y 900 Ma y fueron interpretados como indicativas del momento de generación de estas rocas. Esta debió ser también la edad del metamorfismo de alto grado que afectó una gran parte de las rocas gnéissicas de la región. Por otra parte, los movilizados anatéticos relacionados con leucosomas de migmatitas dieron edades *ca.* 520-540 Ma, indicando que las condiciones metamórficas (superpuestas) durante la orogénesis Rio Doce alcanzaron por lo menos la facies anfibolita. La cobertura metasedimentaria del TPE ocurre en la proximidad de las ciudades de La Paloma y Rocha. Estas se encuentran representadas por una sucesión metasedimentaria siliciclástica representada por la Formación Rocha. A pesar de la deformación polifásica y del bajo grado de metamorfismo que afecta a esta formación, estructuras primarias son frecuentes tales como estratificación plano-paralela, estratificación cruzada, hummocky y niveles masivos con estratificación gradacional. Así como el basamento del TPE se correlaciona con el Complejo Gnéissico de Namaqua, la Formación Rocha podría correlacionarse con las supracorticales del Grupo Gariep. La Formación Cerro Aguirre representa una secuencia volcánica de composición intermedia a ácida (Campal & Gancio, 1993), que sufrió una compresión generando pliegues abiertos con orientación axial N30-40E, y desarrollo local de un clivaje de plano axial. Muchos granitoides isótrofos circunscritos, representan la manifestación magmática más importante que afecta al TPE. Esos granitoides de filiación alcalina están representados por los plutones de José Ignacio y Santa Teresa. Las edades Rb-Sr dadas por isócronas combinando minerales y datos de roca total, así como obtenidas exclusivamente en minerales presentan valores entre 611-590 Ma y 550-537 Ma, para José Ignacio y Santa Teresa respectivamente. La cuenca Gariep-Rocha no debió tener una apertura oceánica considerable. Por eso, la rama principal del océano Adamastor se desarrolló al Oeste del cinturón Gariep - Rocha y su consumo generó el cinturón granítico. El cerramiento de la cuenca Gariep - Rocha y la deformación subsiguiente de la pila supracortical ocurrió *ca.* 545 - 570 Ma, como consecuencia del transporte hacia el este del cinturón Gariep sobre los terrenos africanos. Es asignada a este período la obducción de las rocas volcánicas (corteza oceánica) del terreno Marmora sobre las unidades metasedimentarias de la zona de Port Nolloth. Es posible que la separación del TPE y su equivalente africano ocurriera únicamente durante el desmembramiento de la Pangea y la apertura del Océano Atlántico.

Geología del Terreno Punta del Este (TPE)

El Terreno Punta del Este (TPE) está separado de los granitoides neoproterozoicos del *Batolito de Aiguá*, o granitoides centrales, por la *Zona de Cizalla Alférez - Cordillera* representada por una delgada faja de milonitas y de gneises miloníticos en condiciones de anatexis. Granitoides con tendencia subalcalina se encuentran a lo largo de ese

lineamiento. La foliación milonítica presenta una dirección general entre N15E y N40E, con inclinación subvertical en donde se observa el desarrollo de cuarzo en bandas dúctiles y moscovita. Las lineaciones de estiramiento observadas presentan inclinaciones de 20° a 30° para el SW. Los indicadores cinemáticos sugieren un movimiento oblicuo predominantemente dextrógiro.

Dominio de basamento

El basamento del TPE está constituido, esencialmente, por granitoides deformados con biotita y moscovita, granitoides oftalmíticos y ortogneisses en la porción central, mostrando una atenuación de esa deformación llegando a términos isótropos. Desde el punto de vista de la composición consisten en granitos a biotita porfiríticos con variaciones diversas, ocurriendo subordinadamente, términos dioríticos. Mineralógicamente, están constituidos por cuarzo con extinción ondulante, plagioclasa (oligoclasa a andesina), biotita distribuida por toda la matriz formando niveles asociados con hornblenda y más raramente, asociada con moscovita en crecimientos subparalelos. Los principales accesorios son granate, cordierita, titanita, apatito, circón, magnetita y epidota. Estos granitoides deformados ocurren en medio de gneises regionales con estructuración NE-SW. Esas rocas pueden ser agrupadas en tres unidades mayores: *Unidad Cerro Olivo*, caracterizado por presentar un predominio de leucogneises oftalmíticos, generalmente con biotita, moscovita y granate. Presentan abundante cantidad de cuarzo, microclina perfitica en cristales subautomorfos, generalmente sericitizados, oligoclasa subautomorfa con diferentes grados de alteración, biotita y moscovita en crecimiento epitáxico. La biotita suele presentar fenómenos de desferrificación y cloritización. Como principales accesorios se encuentran granate, titanita, magnetita, circón y epidota. La *Unidad Cerro Centinela* representada por gneises graníticos con estructuras bandeadas y segregación de máficos; y finalmente la *Unidad Chafalote*, incluye un conjunto de rocas máficas ricas en biotita con porcentaje variables de cuarzo, plagioclasa, granate, moscovita y ocasionalmente anfíbol. En general son rocas gruesas, granulares, foliadas que frecuentemente presentan enclaves de milonitas graníticas. De la misma manera que en los conjuntos anteriores las estructuras principales tienen dirección NE-SW. Paralela a esas direcciones son observados paragneises de alto grado metamórfico frecuentemente con almandino, cuarzo, cordierita y silimanita. Ocasionalmente pueden ser observados gneises calcosilicatados con bandas ricas en cuarzo y plagioclasa y niveles donde predominan los anfíboles. Ortoanfíbolitas hornblendíticas con andesina y subordinadamente magnetita, zoisita y microclina, se desarrollan como cuerpos alargados en medio de los gneises regionales. En esas rocas son observados piroxenos parcialmente reabsorbidos por el anfíbol. En medio de las rocas gnéisicas descritas ocurren áreas donde predominan migmatitas de diversas estructuras. Predominan migmatitas biotíticas a veces con anfíbol y con estructuras predominantemente estromáticas a flebíticas y variaciones para los términos nebulíticos. El leucosoma está constituido por niveles félsicos donde el cuarzo y la microclina-oligoclasa son los minerales predominantes con biotita pudiendo llegar hasta 25%. Las bandas máficas pueden contener moscovita, almandino, silimanita, circón, apatito y magnetita.

Dominio de Cobertura

La principal cobertura metasedimentaria observada en el TPE está representada por la Formación Rocha (Sánchez Bettucci & Mezzano, 1993) que ocurre, en la región homónima, en una faja NE con 20 a 30 km de ancho y cerca de 120 km de extensión. Esta unidad está constituida por un conjunto de metamorfitas de bajo grado. Litológicamente se caracteriza por metasedimentitas siliciclásticas de granulometrías variada (metapelitas a metapsamitas) que sufrieron una evolución tectónica polifásica.

Presenta un metamorfismo de bajo grado, que localmente alcanza el grado medio. En los términos menos metamórficos es frecuente la presencia de estructuras primarias tales como estratificación cruzada y plano-paralelas, cruzadas, hummocky y niveles de metareniscas con estratificación gradacional. Las estructuras primarias sugieren que el conjunto fue formado en ambiente de aguas rasas cuya y afectada por ondas de tempestad. Sirviéndose de informaciones sedimentarias Restos de la cobertura metasedimentaria son observados aisladamente. El caso más conspicuo esta en las proximidades de la ciudad de San Carlos y se encuentran intensamente afectadas por la zona de cizalla de Sierra Ballena. Estos niveles están constituidos por conglomerados polimícticos en la base que pasan a metarcosas con intercalaciones de esquistos sericíticos. La Formación Cerros Aguirre representa una cuenca volcano-sedimentaria. Consiste en un conjunto de rocas piroclásticas intermediarias a ácidas en dónde predominan ignimbritas de composición riolítica - dacítica y tobas de diferentes granulometrías y texturas. Ese conjunto, a pesar de ser posterior al desarrollo de la Formación Rocha exhibe un plegamiento con orientación axial N30-40E, asociado al cual ocurre el desarrollo de una esquistosidad de plano axial. El espesor máximo de este conjunto es de orden de 1200 m. Una fotointerpretación cuidadosa permite observar estructuras de interferencia de pliegues de Tipo III de Ramsay, indicando una evolución compleja de la deformación de éstas volcanitas, vinculadas con el movimiento de la zona de cizalla Laguna de Rocha. Numerosos granitos intrusivos son observados a lo largo de toda la extensión del TPE, ocurriendo como cuerpos circunscriptos de dimensiones batolíticas a pequeños stocks. Son cuerpos isótropos, en general leucocráticos, que representan la última actividad magmática importante observada en el TPE. Se encuentran intruyendo a las metasedimentitas de la Formación Rocha. Presentan edades entre 540-580 Ma y 530 a 680 Ma en intrusivos dentro del complejo gnéisico-migmatítico. Los principales cuerpos son Santa Teresa, José Ignacio, Rocha y Alferez..

Geocronología

Resultados U-Pb, Rb-Sr y K-Ar

Los datos geocronológicos disponibles para el TPE se distribuyen entre 680 y 600 Ma para las rocas deformadas del basamento mientras que los valores para los granitoides tardíos se ubican *ca.* 550 Ma El análisis de minerales aislados, indican para ambos grupos, valores algo más jóvenes. Es interesante notar que las edades alrededor de 1000 Ma, semejantes a las obtenidas por el método U-Pb, no fueron obtenidas utilizando la sistemática Rb-Sr. Las edades isocrónicas Rb-Sr de las rocas gnéisicas y migmatíticas del basamento del TPE deben de estar asociadas a la época de su deformación, indicando entonces, la importancia del evento Brasiliano / Panafricano en la deformación de las rocas ígneas pretéritas. Un conjunto muestras, todas del basamento del TPE, fueron analizadas por el método U-Pb en circones. Esas muestras están representadas por gneises oftalmíticos, en dónde los megacrístales de feldespatos potásico, bastante deformados, se destacan en medio de una matriz rica en biotita, plagioclasa y cuarzo. Paralelamente a ese bandeo ocurre la asociación de una intensa deformación cizallante. La selección de los circones a ser disueltos fue efectuada con lupa binocular después de una concentración de los mismos conseguida en un proceso combinando la utilización de la mesa separadora de Wilfley, líquidos densos y separador isomagnético. La concentración y purificación del U y del Pb, fueron efectuadas a través del pasaje de la solución, en columnas de intercambio iónico, según el método clásico presentado por Krough (1973). Los análisis espectrométricos fueron obtenidos en un aparato VG 354 con multi-colectores. Las edades fueron calculadas utilizándose el software Isoplot (Ludwig 1993) después de la corrección de las

relaciones espectrométricas para el fraccionamiento isotópico, blanco de laboratorio y Pb inicial. En todas las muestras fueron reconocidos por lo menos dos tipos de circones. El tipo predominante, escogido para el análisis, está representado por circones prismáticos, generalmente 2 a 3x1, biterminados, sin inclusiones, poco fracturados, de coloración levemente rosada a transparente. En general presentan las aristas algo redondeadas. Mientras tanto, las edades obtenidas para cada roca individualmente son próximas al valor de 1040 ± 38 Ma obtenido pro el conjunto de muestras. El segundo tipo está caracterizado por circones redondeados, menos transparentes y algo fracturados, siendo analizada una única fracción constituida por este tipo de circones. La edad obtenida de 510 ± 135 Ma debe ser entendida como la de la época de formación del leucosoma. Mientras tanto, ese valor debe ser encarado como una edad mínima para ese proceso ya que pequeñas pérdidas de Pb, ocurridas después de la formación de la roca, mismo por difusión continua, pueden provocar modificaciones significativas en la edad obtenida en el intercepto inferior. El protolito a partir del cual el leucosoma fue generado tiene una posible edad mesoproterozoica conforme lo que indica el intercepto superior. Por otra parte, los valores de las edades $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ calculadas para cada fracción se sitúan entre 908 y 1172 Ma. La superposición tectono-metamórfica responsable por el rejuvenecimiento parcial del sistema UPb en circones es también confirmada, desde el punto de vista geocrónológico, por los datos Rb-Sr e K-Ar disponibles. Biotitas presentaron valores entre 656 y 515 Ma, demostrando que los gneises de Rocha alcanzaron, en el Neoproterozoico III, temperaturas del orden de 250°C.

Siguiendo las características de las deformaciones observadas y las edades K-Ar y Rb-Sr disponibles, se sugiere que los eventos de edad neoproterozoica deben corresponder no solamente a un calentamiento regional sino también al desarrollo de la principal característica estructural observada en los gneises del TPE y el desarrollo de las grandes zonas de cizalla, tanto internas al TPE como a las que se producen en el contacto con el dominio de los granitoides centrales.

Isótopos de Nd y Sr

Fueron analizados gneises del basamento del TPE en roca total. Las edades modelo obtenidas para las rocas gnéisico-migmatíticas indicaron una amplia variación entre 2,4 e 1.8 Ga indicando una larga residencia cortical para estos materiales antes de que el mismo fuera colocado en forma de granitoides, en niveles corticales superiores, durante la orogénesis Namaqua y fueron afectados por procesos de deformación y anatexis en el neoproterozoico. Esa larga residencia crustal es corroborada por valores bastante negativos de ϵNd entre -13 e -14.3. Dos análisis fueron efectuados en metasedimentitas de la Formación Rocha. Los valores obtenidos a pesar de que las muestras era similares entre si, fueron bastante diferentes, con la edad más antigua indicando 1.97 Ga y la más nueva un valor de 1.54 Ga. Es posible que los dos valores representen edades de mezcla entre materiales de origen diverso, sin que implique un significado geológico más preciso. En este caso la edad de la muestra URPR 35, más joven, representaría la época máxima para la depositación de la Formación Rocha. Nuevamente, los resultados bastante negativos para los valores de ϵNd reforzaron la sugerencia de una larga residencia cortical para el protolito de esas rocas.

Yuxtaposición de las unidades diferentes del cinturón Dom Feliciano

Como se presento previamente los diferentes segmentos del Cinturón Dom Feliciano y los terrenos adyacentes tienen características geológicas, estructurales y geocronológicas diferentes. La cintura metamórfica presenta una evolución deformacional polifásica asociada a repliegues de la foliación. La fase principal de deformación está caracterizada por pliegues con ejes NE y bajo buzamiento de los

planos axiales al SE y desarrollo de una foliación de transposición S2. Este armazón se generó entre 750 y 640 Ma durante la orogénesis Brasiliana asociada con corrimientos con transporte al NW. La mayor parte de la evolución magmática del Cinturón Granítico tuvo lugar *ca.* 620 y 590 Ma. La generación de las suites calco-alcalinas más viejas está asociada con la fase de subducción de parte del océano de Adamastor y su deformación se generó con la colisión entre los Cinturones Granítico y Metamórfico que ocurrió *ca.* 600 Ma. Poco después de esta fase colisional se desarrolló la intrusión tardía de granitoides, isótopos, alcalinos. Reactivaciones de los principales cinturones miloníticos previos con características transcurrentes sinestrales y alta temperatura en la porción sur del Cinturón y dextrales y de baja temperatura en la porción norte tuvo lugar como resultado de un importante movimiento transpresional del Cinturón. La mejor estimación para esta fase está representada a través de edades Ar-Ar en el entorno de 534 \pm 3 Ma para las zonas de cizallamiento de alto ángulo de las regiones de Canguçu y Pinheiro. Como resultado de la convergencia del Cinturón Metamórfico y el Granítico se generaron en la porción occidental cuencas tipo foleland cuyos rellenos diacrónicos tuvieron lugar en el Vendiano en Uruguay a *ca.* 560 Ma. La fase de deformación colisional que empezó alrededor de los 600 Ma en las regiones interiores del Cinturón Granítico causó en el cinturón metamórfico reactivaciones, cabalgamientos y replegamiento con planos axiales buzando al SE, sólo alcanzando a las cuencas foreland alrededor de los 535 Ma. En estas cuencas, las deformaciones están caracterizadas por cabalgamientos y plegamiento suave con vergencia NW que localmente desarrolla un clivaje plano-axial en las condiciones de esquistos verdes. En resumen, la historia metamórfica y deformacional de los tres segmentos del CDF se sitúan en un intervalo entre 750 y 530 Ma. Inicialmente, no se estableció bien el contexto tectónico, la principal fase de deformación y metamorfismo del Cinturón Metamórfico tuvo lugar entre 750 Ma, y 640 Ma siendo transportada contra los dominios cratónicos occidentales (micro placa Luis Alves y Cratón del Río de la Plata). Hacia los 620 Ma se produce subducción hacia el E de la corteza oceánica existente (Adamastor) y la generación del Cinturón Granítico tiene lugar en un contexto de arco magmático. Alrededor de 600 Ma tiene lugar la colisión entre el Cinturón Granítico y el Cinturón Metamórfico y las cuencas foreland empiezan a formarse. Alrededor de 570 Ma un importante transporte de masa ocurre paralelo a la dirección del cinturón y los últimos granitoides post-colisionales son generados. Cerca de 535 Ma la deformación del cinturón alcanza las cuencas foreland y reactiva numerosas zonas de cizallamiento de alto ángulo..

Correlaciones

El interés de correlacionar terrenos a ambos lados del Océano Atlántico Sur refleja una curiosidad natural entre los investigadores que trabajan en la Sur-América oriental y de aquellos que estudian África del sudoeste. El problema mayor de las reconstrucciones pasadas está en el hecho que algunos investigadores enfocaron la correlación directa entre los Cinturones metasedimentarios observados en ambos lados del Atlántico. Por consiguiente, varias propuestas, correlacionan directamente los Cinturones Kaoko/Gariep de África del Sur con sus posibles equivalentes de Brusque/Poróngos/ Lavalleja, en Sudamérica. A pesar de presentar similares edades (Pan-Africano/Brasiliano), un examen más preciso y principalmente el reciente incremento de un gran número de datos radiométricos, éstos cinturones plegados tienen un significado completamente diferentes, dejando fuera los modelos tectónicos que comienzan con la formación de una extensa y única cuenca sedimentaria desde el comienzo de sus historias geológicas. Considerando que el Cinturón Granítico más joven no pudo ser el arco magmático asociado con el desarrollo del Cinturón Dom Feliciano, los sedimentos de una probable cuenca asociada con este arco faltaría del lado Sudamericano. De una manera análoga,

en el lado africano, las rocas representativas del arco magmático que debió existir durante la estructuración de las paleocuevas de Kaoko/Gariep está ausente. El modelo tectónico presentado, basada en edades radiométricas y firmas isotópicas, sugiere que el arco magmático, activo durante la deposición de las unidades del Kaoko (Damara Costero)/Gariep en una posible cuenca de retroarco, podría estar representada en el E del continente Sud-americano. Se propone aquí que este arco magmático desarrollado en el periodo 620-590 Ma, se generó por la subducción al E de corteza oceánica bajo los terrenos antiguos del lado africano, con el Cinturón Granítico del CDF representando sus raíces. El principal argumento para sugerir que la inmersión de la corteza oceánica debe de ser al E y no al W como fue señalado por trabajos anteriores, es la firma Sm-Nd del Cinturón granítico completamente diferente del modelo observado en los otros dominios tectónicos Sud-americanos. Edades modelo (TDM) para el Cinturón Granítico son sistemáticamente más jóvenes (entre 1.2-1.7 Ga, concentrándose en el 1.4-1.6 intervalo de Ga) que aquellos para las unidades del Cinturón Metamórfico (rocas graníticas y metasedimentarias con valores alrededor de 2.0 Ga) y mucho más jóvenes que aquellas encontradas en las unidades de basamento del Tipo Luis Alves-o Cratón de la Plata (> 2.1 y principalmente concentrándose alrededor de 2.7-3.2 Ga). La afinidad geoquímica del magmatismo del arco debió ser más alta en la margen activa donde el arco fue instalado que el material de la placa opuesta (margen pasivo). Se sugiere aquí que ésta debe ser la explicación para la diferencia isotópica entre el arco y los terrenos localizados al oeste, y las similitudes entre el Cinturón Granítico y el magmatismo africano del SW. Por consiguiente, esto sugiere que la litosfera sobre la placa subductante, funde para la generación del Cinturón Granítico y difiere de aquella situada al oeste, una vez que los granitoides de edad similar tienen una firma isotópica diferente. Por consiguiente, si sobre el lado Sudamericano las edades modelo Nd entre 1.2 y 1.6 Ga son características del Cinturón Granítico, valores en el mismo intervalo son comunes en varias regiones de la porción Sur-Africana. Edades Mesoproterozoicas predominan para las rocas del oeste del Damara (región entre el Walvis Bay/Karibib/Rio Huab) con granitoides calco-alcálicos Tipo Palmental y sienitas de intra-placa y granitos que presentan edades modelo entre 1.1-1.5 Ga. Un modelo muy similar también se encontró para granitoides metaaluminosos de Tipo A de la región central del Damara. Los valores en el mismo intervalo son igualmente comunes en el Cinturón Neoproterozoico Mozambique en Tanzania, donde varias metapelitas y charnockitas localizadas en la porción oriental del cinturón Nd presentan edades modelo entre 1.1 y 1.5 Ga.

Por otro lado, edades Arqueanas (Cinturón Limpopo, xenolitos en Kaapvaal y algunos núcleos de basamento dentro de los metasedimentitas de Damara) o Paleoproterozoico (Namaqua y xenolitos dentro de los granitoides deformados del Cinturón Namaqua) son características de las rocas asociadas con el basamento de las coberturas neoproterozoicas. Parte de las metasedimentitas del Damara (notablemente Rossing y Kuiseb) y Nama (principalmente Kuibis y Schwarzrand) muestran edades modelo Nd similares a aquellas obtenidas para el Cinturón Granítico, sugiriendo que ésta debió haber sido una fuente importante para estos metasedimentitas, reforzando el modelo de una evolución en una cuenca de retroarco para las unidades de Kaoko y Gariep y por consiguiente la región interior para el Nama. La tectónica colisional hacia el oeste que involucra al Cinturón Granítico debió desarrollarse en el lado Sur-americano alrededor de 600 Ma. Sólo después de 545 Ma los cabalgamientos hacia el este posicionan estos granitoides en las unidades supracorticales del lado africano de una manera sincrónica con su pico metamórfico y reactivando las estructuras del lado Sur-

americano que deforman las cuencas Foreland. En el lado africano, las cuencas de edades similares (e.g. Nama) sólo presentan deformación después de 506 Ma.

Discusión

Como ha sido presentado, el modelo tectónico involucrando una subducción de corteza oceánica al NW produciendo el Cinturón Granítico y en condiciones de retro-arco el Cinturón Metamórfico no es aceptada. Tal modelo, a pesar de representar una lectura lógica del zoneamiento Petrotectónico del CDF, cuando es examinado en detalle, presenta varios problemas que lo invalidan. Dentro del cuadro general, toda la parte occidental del sudeste de Brasil y Uruguay está caracterizada por dominios antiguos agupados en el Cratón del Río de la Plata (RS y UY) y Microplaca Luis Alves (SC) sobre los cuales ocurrió el principal transporte de masa generando el CDF. En la región occidental, la Microplaca Luis Alves y el Terreno Piedra Alta (parte uruguaya del Cratón del Río de la Plata) fue preservada de la tectónica Neoproterozoica que afectó de una manera significativa los otros dominios antiguos (Bloque Taquarembó, RS, y el Terreno Nico Pérez-Valentines, Uruguay), causando calentamiento general (rejuvenación de las edades K-Ar en biotitas y anfíboles) y generando varios cuerpos de granitoides. En el dominio del Cinturón Dom Feliciano, el Cinturón Metamórfico presenta valores metamórficos alrededor de 120 Ma, más viejo que aquellos obtenidos para la formación y emplazamiento de los granitoides más viejos reconocidos en el Cinturón Granítico adyacente. Por consiguiente, es necesario dissociar la fase principal de metamorfismo del Cinturón Metamórfico del Cinturón Granítico. En el momento del comienzo de su generación (~620 Ma) las rocas supracrustales ya habían alcanzado su climax metamórfico e incluso sufrido la tectónica que los arrojó sobre las áreas crónicas occidentales por medio de nappes NW que caracteriza la deformación tardi-metamórfica del Cinturón Metamórfico (~640 Ma). Granitoides biotíticos intrusivos en las rocas supracrustales, a pesar de presentar edades comparables con el magmatismo del Cinturón Granítico, tienen características petrológicas, geoquímicas e isotópicas que los diferencian del último. El desarrollo de una intensa aureola de metamorfismo de contacto entre estos granitoides y la foliación principal de las rocas metamórficas del Cinturón Metamórfico es común. Las incertidumbres geológicas son todavía grandes como para precisar el posicionamiento tectónico de este segmento del crustal. El desarrollo del magmatismo del Cinturón Granítico (entre 620 y 590 Ma) se asocia con la generación de un arco magmático maduro con participación crustal importante, generada por la subducción hacia el este, evolucionando en una posición geográfica distinta y de una manera dissociada de los terrenos localizados al oeste. La probable cuenca de retroarco de este Cinturón se situaría en el lado africano (parte de Los cinturones costeros Damara/Kaoko/Gariep). En este contexto la cuenca de Nama sería una cuenca interna. La distribución geométrica y gran parte de los rasgos estructurales sistemáticamente observados en las unidades que componen el Cinturón Dom Feliciano pudieron ser generados en la transición Proterozoica-cámbrica, después de la fase colisional que yuxtapuso el Cinturón Granítico al Cinturón Metamórfico. Las cuencas Foreland (Itajaí, Camaquã, el del Arroyo Soldado-Piriópolis) se producen en los dominios occidentales en respuesta a la aproximación del Cinturón Granítico (600-560 Ma) y no, generadas durante la tectónica deformacional más vieja (750-640 Ma) del Cinturón Metamórfico. Por consiguiente, estas cuencas deben entenderse como cuencas Foreland syn - tardi-colisionales de la Orogénesis de Río Doce.