Revista de la
Sociedad Uruguay
de Geología

www.sociedadgeologiauy.org

ISSN: 2730-487X

Una reevaluación del magmatismo ediacárico asociado a la reactivación sinestral de la Zona de Cizalla Sarandí del Yí (Uruguay)

Bruno Osta[a], Pedro Oyhantçabal[a]

Recibido: 25/07/24 | **Aceptado:** 24/09/24 | **Publicado Online:** 04/10/24

RESUMEN

El magmatismo asociado a la reactivación sinestral de la Zona de Cizalla Sarandí del Yí está representado históricamente por el Complejo Granítico Solís de Mataojo en el sur del país. Estudios recientes indican que este magmatismo ocurre también más hacia el norte, en lo que se denominó Granito Casupá Chico. Esta contribución presenta una síntesis de las características litológicas, estructurales, microtectónicas, geoquímicas y geocronológicas de estos dos cuerpos intrusivos para su comparación y correlación, permitiendo la caracterización de lo que se conoce hasta el momento del magmatismo sincinemático en la Zona de Cizalla Sarandí del Yí en un contexto orogénico transpresivo, como fue el del Cinturón Dom Feliciano durante la etapa postcolisional del ciclo Brasiliano–Pan-Africano en Uruguay.

Palabras clave: granito, transcurrencia, emplazamiento sincinemático, microtectónica, Brasiliano

✉ Bruno Osta: ostab@fcien.edu.uy

✉ Pedro Oyhantçabal: oyhantca@fcien.edu.uy

[a] Instituto de Ciencias Geológicas, Facultad de Ciencias, UdelaR, Iguá 4225, CP 11400, Montevideo, Uruguay.

Editor: Pablo Núñez Demarco

Cita: Osta, B., Oyhantçabal, P. (2024) Una reevaluación del magmatismo ediacárico asociado a la reactivación sinestral de la Zona de Cizalla Sarandí del Yí (Uruguay) - Revista de la Sociedad Uruguaya de Geología, 26:1-15.

Doi: https://doi.org/10.69702/26.3

A reevaluation of Ediacaran magmatism associated with the sinestral reactivation of the Sarandí del Yí Shear Zone (Uruguay)

ABSTRACT

The magmatism associated with the sinestral reactivation of the Sarandí del Yí Shear Zone is historically represented by the Solís de Mataojo Granitic Complex in the south of the country. Recent studies indicate that this magmatism also occurs further north, in what was called Casupá Chico Granite. This contribution presents a synthesis of the lithological, structural, microtectonic, geochemical and geochronological characteristics of these two intrusive bodies for comparison and correlation, allowing the characterization of what is known to date of synkinematic magmatism in the Sarandí del Yí Shear Zone in a transpressive orogenic context, such as that of the Dom Feliciano Belt during the post-collision stage of the Brasilian–Pan-African cycle in Uruguay

Key words: granite, transcurrence, synkinematic emplacement, microtectonics, Brasiliano

Uma reavaliação do magmatismo Ediacarano associado à reativação sinestral da Zona de Cisalhamento Sarandí del Yí (Uruguai)

RESUMO

O magmatismo associado à reativação sinestral da Zona de Cisalhamento Sarandí del Yí é historicamente representado pelo Complexo Granítico Solís de Mataojo, no sul do país. Estudos recentes indicam que esse magmatismo também ocorre mais ao norte, no chamado Granito Casupá Chico. Esta contribuição apresenta uma síntese das características litológicas, estruturais, microtectônicas, geoquímicas e geocronológicas desses dois corpos intrusivos para comparação e correlação, permitindo a caracterização do que se conhece até o momento de magmatismo sincinemático na Zona de Cisalhamento Sarandí del Yí em um regime orogênico transpressivo. contexto, como o do Cinturão Dom Feliciano durante a fase pós-colisão do ciclo Brasil-Pan-Africano no Uruguai.

Palavras-chave: granito, transcorrência, colocação sincinemática, microtectônica, Brasiliano

1. Introducción

La Zona de Cizalla Sarandí del Yí (ZCSY) es una estructura regional de primer orden en el basamento precámbrico de Uruguay, constituyendo el límite entre los terrenos Piedra Alta (Bossi et al., 1993) y Nico Pérez (Bossi & Campal, 1991, 1992), con una longitud aflorante de 200 km. Esta zona de cizalla presenta una evolución polifásica asociada a distintos eventos tectónicos. Su nucleación está vinculada a la acreción de los terrenos arriba mencionados, mientras que su reactivación ocurrió durante una etapa más tardía del desarrollo del Cinturón Dom Feliciano en el ciclo orogénico Brasiliano–Pan-Africano (Oyhantçabal et al. 1993a, 2007, 2011; Oriolo et al., 2016a, 2016c). Esta segunda fase de deformación ha sido estudiada desde hace más de tres décadas en el sur del país, donde se encuentran un grupo de intrusivos sincinemáticos que conforman el Complejo Granítico Solís de Mataojo (CGSM; Oyhantçabal et al., 1993a; 2001). Recientemente, fue realizado un nuevo aporte en un sector más al norte mediante un relevamiento estructural de multiescala en el Granito Casupá Chico (GCC; Osta, 2022; Spoturno et al., 2022). En esta contribución, se integran los resultados petrográficos, estructurales, microtectónicos, geoquímicos y geocronológicos del GCC y del CGSM, con el fin de correlacionar el magmatismo sincinemático asociado a la reactivación de la ZCSY.

2. Zona de Cizalla Sarandí del Yí

La Zona de Cizalla Sarandí del Yí es una estructura tabular y subvertical, con rumbo de tendencia N-S en el sur del país, que cambia a NO-SE hacia el norte y presenta una alta deformación localizada (Oyhantçabal et al., 2011; Oriolo et al., 2015 y referencias; Peel et al., 2024). Fue definida como Falla Sarandí del Yí por Preciozzi et al. (1979) para separar dos regiones dentro del Cratón Río de la Plata (Almeida et al., 1973) que finalmente serían conceptualizadas como los terrenos Nico Pérez y Piedra Alta. Bossi & Campal (1991) reconocen a la ZCSY como una "megacizalla" de cinemática dextral. Posteriormente, Oyhantçabal et al. (1993a; 1993b) identifican una reactivación de sentido sinestral asociada a magmatismo en el sur del país, que es reconocida recientemente en un sector más al norte (Osta, 2022). Por otro lado, Oyhantçabal et al. (2011) proponen a la ZCSY como el límite oriental del Cratón Río de la Plata, representado por el Terreno Piedra Alta en Uruguay.

La nucleación y evolución de la ZCSY estaría vinculada a la colisión entre los cratones Río de la Plata, Congo y Kalahari y otros fragmentos menores durante el ciclo Brasiliano–Pan-Africano (Oyhantçabal et al., 1993a, 2007, 2018b; Oriolo et al., 2016a, 2016c). La primera fase que involucra desplazamiento horizontal, de cinemática dextral, se desarrolla durante la acreción entre el Cratón Río de la Plata y el Terreno Nico Pérez, un fragmento derivado del Cratón Congo según algunos autores (Oriolo et al., 2016b, 2017; Oyhantçabal et al., 2018b, Hueck et al., 2022), y marca el comienzo de la deformación en la ZCSY. Esta fase de deformación es determinada por indicadores cinemáticos regionales como la flexión del haz de diques de Florida (Bossi & Navarro, 1982; Bossi & Campal, 1991, 1992) y de fajas miloníticas paleoproterozoicas (Oyhantçabal et al., 1993b) en el borde oriental del Cratón Rio de la Plata. Esto habría ocurrido entre los 630-596 Ma, alcanzado

condiciones de facies anfibolita media/superior donde la deformación está más localizada (Oriolo et al., 2015; 2016a). La subsiguiente reactivación, de sentido sinestral, está vinculada a la etapa postcolisional transpresiva del ciclo Brasiliano-Pan-Africano. Durante estas etapas, los orógenos son afectados por intenso magmatismo y una deformación heterogénea que es particionada en dominios donde se localiza, reactivando discontinuidades corticales previas o desarrollando nuevas transcurrencias (Liégeois, 1998; Jones et al., 2004); algo que es bien documentado en el Terreno Nico Pérez en Uruguay (Oyhantçabal et al., 2011, 2018b; Oriolo et al., 2016a, 2016c, Percival et al., 2023). El vínculo cizallamiento-magmatismo en la ZCSY determinó el emplazamiento de cuerpos alargados que muestran un incremento en su deformación hacia sus márgenes, entre los que se encuentran el CGSM y el GCC.

3. Intrusivos sincinemáticos

3.1 Complejo Granítico Solís de Mataojo

El Complejo Granítico Solís de Mataojo (CGSM; Oyhantçabal et al., 1992; 1993a) se ubica en el extremo oeste de los departamentos de Lavalleja y Maldonado, en el sur del país (Fig. 1). Aflora desde el extremo sur, siendo limitado al oeste por milonitas y granitos Paleoproterozoicos y al este por rocas volcánicas Neoproterozoicas del complejo Sierra de Ánimas. Hacia el norte los afloramientos del intrusivo son interrumpidos por el lineamiento Santa Luicía–Aiguá–Merín (SaLAM) y cubierto por rocas volcano-sedimentarias Cretácicas de la cuenca Santa Lucía (Veroslavsky et al., 2004). Es un cuerpo de geometría alargada en dirección N-S, de aproximadamente 40 km de longitud y con una relación de aspecto 5:1. (Oyhantçabal et al., 1993a; 2001).

3.1.1 Dominios estructurales

El intrusivo presenta un núcleo levemente deformado conformado por varias litologías que muestran un incremento de su foliación hacia sus márgenes occidental y oriental, dando lugar a las fajas miloníticas Arroyo Solís Grande y Aguas Blancas, respectivamente (Oyhantçabal et al., 1993b).

El dominio central está constituido por granitoides distribuidos en bandas con tendencia NE-SO en los que se destacan tonalitas, granodioritas y granitos. Estas litologías presentan una foliación subvertical de rumbo general N030º-N040º y lineación subhorizontal buzando al N040º. Además, presentan fajas miloníticas locales que deforman diques aplíticos y pegmatíticos y orientación preferencial de megacristales que indica un cizallamiento sinestral en estado submagmático (Oyhantçabal et al., 1993a; 2001).

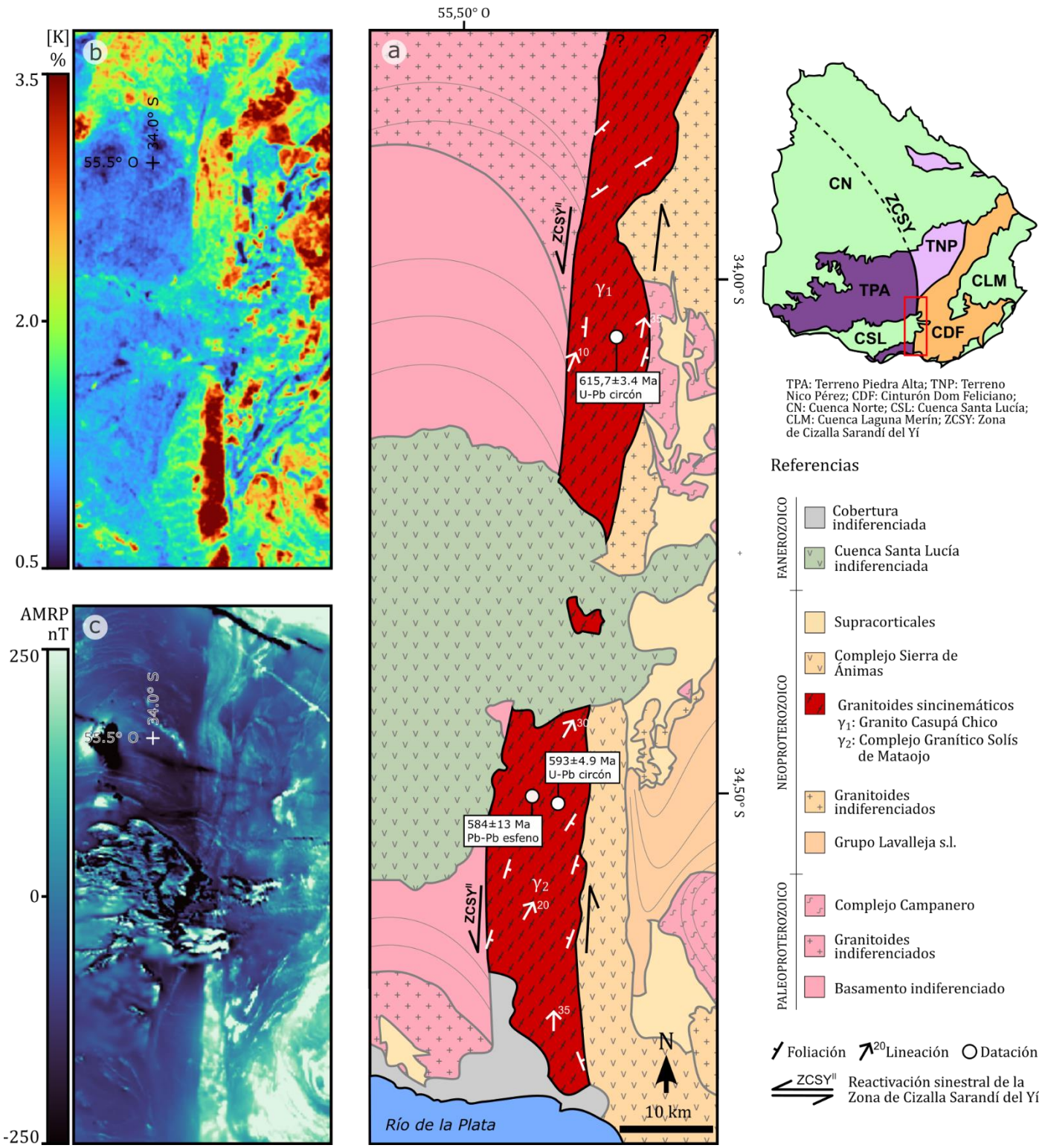

FIGURA 1. (a) Mapa geológico de los intrusivos Complejo Granítico Solís de Mataojo y Granito Casupá Chico en la Zona de Cizalla Sarandí del Yí (luego de Oyhantçabal et al., 1993a, 2001; Spoturno 2004, 2012, 2019; Caro, 2015, Faraone, 2018; Osta, 2022). (b) Respuesta geofísica de concentración en potasio ([K]) y (c) anomalía magnética reducida al polo (AMRP).

FIGURE 1. (a) Geological map of the Solís de Mataojo Granite Complex and Casupá Chico Granite intrusives in the Sarandí del Yí Shear Zone (after Oyhantçabal et al., 1993a, 2001; Spoturno 2004, 2012, 2019; Caro, 2015, Faraone, 2018; Osta, 2022). (b) Geophysical response of potassium concentration ([K]) and (c) magnetic anomaly reduced to the pole (AMRP).

Las tonalitas se encuentran al oeste del complejo y están caracterizadas por tener textura equigranular, tamaño de grano medio y estar compuestas de prismas de plagioclasa orientados, cuarzo, biotita, hornblenda y relictos de clinopiroxeno, con esfeno, apatito, alanita, ortosa y circón como accesorios. Las granodioritas están en la parte central y tienen una textura inequigranular porfirítica, con megacristales centimétricos de feldespato alcalino orientados y una matriz de tamaño medio compuesta por plagioclasa, microclina, cuarzo, biotita y hornblenda, con apatito, esfeno, alanita y circón como accesorios. Los granitos ocupan la porción central y oriental del complejo, tienen textura equigranular, tamaño de grano medio a fino y están compuestos de cuarzo, plagioclasa, microclina, biotita y muscovita, con apatito y circón como accesorios. Estos últimos presentan términos con fábrica protomilonítica caracterizados por neformación de sericita (Oyhantçabal et al., 1993a; 2001).

Las milonitas del margen occidental del intrusivo conforman la Unidad Milonítica Arroyo Solís Grande (Oyhantçabal et al. 1993b), incluyen tanto protolitos graníticos como metavolcano-sedimentarios y presentan una foliación subvertical N-S a N030º. Faraone (2018) distingue milonitas y ultramilonitas de protolitos graníticos con foliación N020º-N040º, lineaciones de estiramiento subhorizontales e indicadores cinemáticos sinestrales. En el margen oriental se desarrolla una faja de milonitas, ultramilonitas y filonitas de sentido sinestral definida como Milonitas de Aguas Blancas (Oyhantçabal et al., 1993b). Presentan una foliación de rumbo general N-S a N030º cuya intensidad incrementa hacia el este (Oyhantçabal et al. 1993a, Oriolo et al., 2015)

3.1.2. Condiciones de deformación

En el dominio central las rocas presentan cuarzo con bordes de subgranos, algunos en patrón *chessboard* indicando altas temperaturas para la deformación (mayores a 580º C). Además, desarrolla sistemas porfiroclásticos de tipo *core and mantle* con bordes recristalizados y *ribbons*. El feldespato se encuentra deformado plástica- y frágilmente, con desarrollo de maclas curvadas, boudines, sombras de presión y microfracturación. También se desarrollan mirmequitas en feldespatos alcalinos (Oyhantçabal et al., 1993a; 2001).

Las milonitas graníticas presentan *ribbons* policristalinos de cuarzo, con granos interlobulares de bordes suturados, evidenciando recristalización por migración de borde de grano de alta temperatura y *bulging*. El feldespato muestra una recristalización parcial, desarrolla sistemas porfiroclásticos tipo-σ con núcleos afectados por extinción ondulosa, microcizallamiento o fracturación y bordes recristalizados por rotación de subgranos o *bulging* El feldespato alcalino desarrolla mirmequitas. Las biotitas y muscovitas se encuentran finamente recristalizadas en agregados paralelos a la foliación milonítica. Las estructuras S-C, S-C', los sistemas porfiroclasticos tipo-σ y *micafish* de muscovita indican un sentido de cizallamiento sinestral (Oyhantçabal et al., 2010; Oriolo et al., 2015; Faraone, 2018).

3.1.3 Geoquímica

En base a la geoquímica de elementos mayores, el CGSM es clasificado como un intrusivo calco-alcalino, de alto potasio y con una composición que va de metaluminosa a peraluminosa, en sus litotipos más diferenciados. A su vez, es clasificado como una serie magnesiana. Respecto a la geoquímica de elementos traza, el complejo posee concentraciones bajas de Nb, altas de Ba y exhibe un patrón en el que decrece el enriquecimiento en elementos más compatibles. Respecto a su contenido de tierras raras, muestra un patrón de decrecimiento desde La a Lu, sin anomalía de Eu. Estas características son consistentes con granitos calco-alcalinos (Oyhantçabal et al., 1993a, 2007).

3.1.4 Geocronología

El CGSM fue datado por primera vez por el sistema Rb-Sr en roca total, obteniéndose una edad recalculada de 580 ± 15 Ma (Umpierre & Halpern, 1971; Bossi & Campal, 1992). Oyhantçabal et al. (2007) realizan una datación Pb-Pb en titanita de una tonalita y obtienen una edad de 584 ± 13 Ma, que interpretan como cercana a la cristalización dada la temperatura de cierre del sistema. Will et al. (2023) obtuvieron una edad de cristalización U-Pb en circón de 593 ± 4.9 Ma para una granodiorita. Las edades obtenidas por los tres sistemas resultan consistentes.

3.2 Granito Casupá Chico

El Granito Casupá Chico (GCC; Spoturno et al., 2022) se ubica al este de Cerro Colorado, siendo limitado al oeste por granitoides paleoproterozoicos y al este por el Complejo Campanero y granitos neoproterozoicos (Fig. 1). Spoturno et al. (2019) lo mapean como Complejo Campanero (equivalente a Unidad Campanero de Sánchez Bettucci, 1998) separándolo de los granitos Cuchilla de Medina y Paso Marcos Alegre más al sur. Dado que posteriormente fue identificado como un granito sincinemático de edad neoproterozoica (Osta, 2022, y referencias) y que muestra una misma señal geofísica aeroportada hasta la Cuenca Santa Lucía, es muy probable que estos tres cuerpos graníticos correspondan a distintas facies de la misma unidad y por lo tanto son consideradas aquí como Granito Casupá Chico (Fig. 1). Dada la puntualización anterior, el GCC es limitado al sur por el lineamiento SaLaM y cubierto por rocas volcanosedimantarias Cretácicas de la Cuenca Santa Lucía, mientras que no se ha definido su extensión hacia el norte. Su geometría alargada en la dirección N-S tiene una relación de aspecto mínima 5:1.

3.2.1 Dominios estructurales

El GCC está constituido por un dominio granítico central que se encuentra levemente deformado y que muestra un aumento gradual de su deformación hacia sus márgenes, desarrollando fajas miloníticas graníticas.

El dominio central se encuentra representado principalmente por granitos, siendo algunos de ellos porfiríticos. Así también ocurren granodioritas de escasa extensión. Su fábrica varía locamente de isótropa a levemente anisótropa, con foliación de tendencia NE-SO y lineación subvertical. A su vez, a escala de

afloramiento se observa el desarrollo de fajas miloníticas centimétricas. Los granitos son leucócratas y de textura equigranular a inequigranular seriada. La matriz es de tamaño medio a grueso y está compuesta por cuarzo, feldespato alcalino, plagioclasa y biotita, con clorita, epidoto y opacos como accesorios. Los términos granodioríticos son escasos y presentan hornblenda y menor proporción de feldespato alcalino respecto a los granitos. El granito porfirítico está constituido por megacristales centimétricos de feldespato alcalino y una matriz de grano medio compuesta por cuarzo, feldespato alcalino, plagioclasa y biotita, con epidoto, apatito y opacos como accesorios. Los megacristales están orientados, desarrollan colas de recristalización y presentan fracturas selladas por cuarzo, lo que indica una foliación submagmática sinestral (Osta, 2022).

Las fajas miloníticas se desarrollan hacia los márgenes del intrusivo y representan gran parte del GCC. Estas están compuestas por milonitas y ultramilonitas graníticas con una foliación subvertical de rumbo general NE-SO y una lineación de estiramiento subhorizontal buzando hacia el NNE o SSO. Indicadores cinemáticos como estructuras S-C y sistemas porfiroclásticos tipo-σ y microfallas sintéticas y antitéticas en feldespato indican un cizallamiento sinestral. La faja milonitica occidental incrementa su deformación hacia el oeste desarrollando ultramilonitas. Estas conforman una faja angosta que presenta una mayor disminución de tamaño de grano y una foliación de tendencia general NNE-SSO. Cataclasitas y filonitas locales también son observables (Osta, 2022).

3.2.2 Condiciones de deformación

En el dominio central levemente deformado el cuarzo conforma agregados de cristales anedrales y formas interbolulares recristalizados por migración de borde de grano de alta temperatura y subgranos en patrón chessboard, indicando condiciones de deformación de alta temperatura. A su vez están afectados por recristalización por *bulging* , incipiente recristalización por rotación de subgranos y textura poligonal de recristalización estática, indicando una deformación continua durante el enfriamiento progresivo. El feldespato es subedral a anedral, en algunos casos desarrolla una orientación preferencial. Están afectados por fracturas intergranulares selladas por cuarzo y ocasionalmente desarrolla sistemas porfiroclásticos de tipo *core and mantle* con colas recristalizadas. Las milonitas de los dominios marginales tienen *ribbons* policristalinos de cuarzo, con cristales interlobulares recristalizados por migración de borde de grano y afectados por recristalización por *bulging* y rotación de subgranos , este último generando una foliación oblicua. El feldespato ocurre como sistemas porfiroclásticos de tipo *nacked clast* y *core and mantle* tipo- σ, con núcleos afectados por fracturación, extinción ondulosa y escasa recristalización por *bulging* , y mantos recristalizados o fragmentados. En ocasiones se presentan mirmequitas asimétricas en feldespato alcalino. La biotita desarrolla cristales subedrales y agregados recristalizados paralelos a la foliación milonítica. Microestructuras como sistemas porfiroclásticos, *mineral-fish*, estructuras S-C, foliación oblicua y mirmequitas asimétricas indican una cinemática sinestral. Las ultramilonitas comparten las microestructuras de las milonitas, con mayor desarrollo de dominios recristalizados, porfiroclastos microfallados y desarrollan dominios cataclásticos (Osta, 2022).

3.2.3 Geocronología

El Granito Casupá Chico fue datado en su sector central levemente deformado por U-Pb LA-ICP-MS en circón, obteniéndose una edad de 615.7 ± 3.4 Ma, interpretada como de cristalización magmática (Gilberg, 2020).

4. Discusión

4.1. Dominios estructurales y condiciones de deformación

Ambos intrusivos conforman cuerpos elongados de relación ~5:1 en dirección N-S y se encuentran estructurados en tres dominios: uno central levemente deformado y dos marginales con fuerte deformación milonítica. La foliación subvertical con tendencia NE-SO, que tiende a ser NNE-SSO en los márgenes miloníticos, y la lineación subhorizontal NE-SO indica una fábrica milonítica desarrollada por un cizallamiento subvertical sinestral que se intensifica hacia los márgenes. Muchos indicadores cinemáticos en diversas escalas confirman el sentido sinestral del cizallamiento. La lineación subvertical del dominio central del GCC podría indicar una mayor componente de cizalla pura durante el ascenso magmático, en contraste con los márgenes donde se localiza la deformación y aumenta la componente de cizalla simple (Bouchez, 1997; De Toni, 2024). Los dominios litológicos del CGSM tienen una tendencia NE-SO que coincide con la de la foliación, lo que relacionaría el emplazamiento magmático con el cizallamiento. La ocurrencia de granitos porfiríticos y granodioritas en el GCC indica que también está conformado por dominios litológicos, aunque hace falta mapear con mayor detalle el intrusivo para determinarlo y caracterizarlos.

Los dominios centrales de ambos intrusivos muestran una leve deformación no localizada desarrollada en condiciones magmáticas/submagmáticas, con megacristales de feldespato alcalino orientados al NE-SO, fajas miloníticas a escala de afloramiento y feldespatos fracturados sellados por cuarzo (Bouchez et al., 1992; Bouchez, 1997). La fábrica magmática/submagmática es afectada por deformación en estado sólido de alta temperatura (600 – 700 ºC), como lo indica tanto la recristalización por migración de borde de grano y los subgranos en patrón *chessboard* en cuarzo, como la recristalización por rotación de subgranos y la presencia de mirmequitas en feldespato alcalino (Kruhl, 1996; Stipp et al., 2002; Passchier & Trouw, 2005). Por su parte, el desarrollo de milonitas y ultramilonitas en los dominios marginales representa un incremento en la deformación finita hacia los márgenes de los intrusivos, en donde se fueron localizando procesos de menor temperatura (300 – 500 ºC) y/o mayor tasa de deformación como recristalización por rotación de subgranos y *bulging* , bordes de subgranos y extinción ondulosa en cuarzo e incipiente recristalización por *bulging* en feldespato (Stipp et al., 2002; Passchier & Trouw, 2005).

La geometría alargada de los cuerpos y su estructuración en un dominio central, levemente deformado desde condiciones magmáticas a estado sólido de alta temperatura, y en dominios marginales, con mayor deformación finita en condiciones de menor temperatura y/o mayor tasa de deformación interna, determina

que los cuerpos se emplazaron durante un cizallamiento subvertical activo y la deformación se fue localizando hacia los márgenes de los intrusivos (Fig. 2), siendo éstos sitios favorables debido al contraste de viscosidad con la roca caja (Bouchez, 1997; Neves et al., 1996 y referencias; De Toni, 2024).

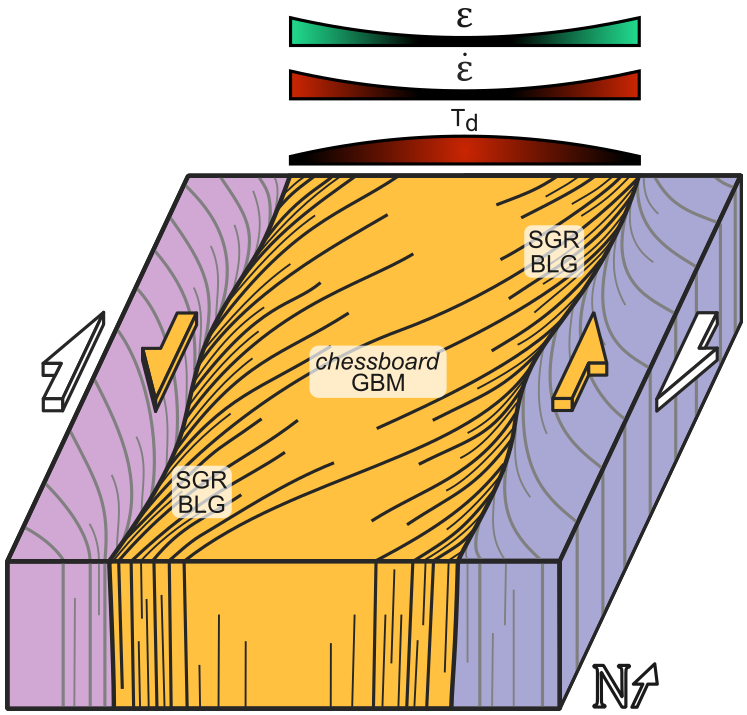

FIGURA 2. Esquema mostrando las características estructurales principales de los intrusivos sincinemáticos. La variación transversal de la deformación finita (ε) determina tres dominios estructurales caracterizados por diferentes microestructuras de deformación en cuarzo que se asocian a distintas condiciones de temperatura (Td) y/o tasa de deformación ($\dot{\varepsilon}$) durante la transcurrencia . BLG: recristalización por bulging. SGR: recristalización por rotación de subgranos. GBM: recristalización por migración de borde de grano. *chessboard*: bordes de subgranos en patrón *chessboard*.

FIGURE 2. Scheme showing the main structural characteristics of synkinematic intrusives. The transverse variation of the finite strain (ε) determines three structural domains characterized by different deformation microstructures in quartz that are associated with differences in temperature (Td) and/or strain rate ($\dot{\varepsilon}$) during deformation. BLG: bulging recrystallization. SGR: subgrain rotation recrystallization. GBM: grain boundary migration recrystallization. chessboard: chessboard pattern of subgrains boundaries.

4.2. Magmatismo sincinemático y su contexto geotectónico

El CGSM y el GCC tienen edades U-Pb en circón ediacáricas, interpretadas como de cristalización, que los sitúan en el ciclo Brasiliano–Pan-Africano (Cordani et al., 1973; Porada, 1979). En este contexto, el magmatismo asociado en zonas de cizalla, como sitios de debilidad estructural favorables para el emplazamiento magmático, ya ha sido destacado para una etapa orogénica postcolisional transpresiva del

Cinturón Dom Feliciano en Uruguay y Brasil (Fernandes, et al., 1992; Tommasi et al., 1994; Oyhantçabal et al., 2009; Oriolo et al., 2016a, 2016c; Hueck et al., 2018; entre otros).

La determinación de evidencias de una transición desde microestructuras de deformación en estado magmático/submagmático a otras de estado sólido de alta hasta baja temperatura es clave para poder relacionar edades de cristalización (ej. U-Pb en circón) con fases de deformación. En ese sentido, la edad U-Pb en circón de 615.7 ± 3.4 Ma del GCC indica que el cizallamiento sinestral estuvo activo por un periodo relativamente prolongado en la ZCSY y por lo tanto que la fase de transpresión sinestral se habría iniciado antes de lo propuesto previamente, sugiriendo la necesidad de revisar la temporalidad de la fase dextral propuesta por Oriolo et al., (2016a).

No es posible determinar si la temporalidad del magmatismo tiene una relación espacial en la zona de cizalla, ya que las edades U-Pb en circón disponibles pueden no estar representando totalmente el magmatismo en el GCC y el CGSM, dada su probable conformación en diversos pulsos magmáticos.

Los intrusivos CGSM y GCC no pueden compararse geoquímicamente debido a que no se tienen datos del último. Sin embargo, dada sus similitudes estructurales, microestructurales, litológicas y geocronológicas, es factible que el GCC tenga una firma geoquímica de granito calco-alcalino al igual que el CGSM. La intrusión de granitos calcoalcalinos de alto potasio vinculada a grandes transcurrencias horizontales en zonas de cizallas regionales es común en etapas orogénicas postcolisionales (Vauchez et al., 1997; Liégeois, 1998). Esto es reconocido en el Cinturón Dom Feliciano en Uruguay y el sur de Brasil entre los 638 y 540 Ma, durante la etapa postcolisional del ciclo orogénico Brasiliano–Pan-Africano (Lara et al., 2021, y referencias).

5. Conclusiones

- El Granito Casupá Chico y el Complejo Granítico Solís de Mataojo son dos cuerpos intrusivos análogos que determinan que el magmatismo emplazado durante la reactivación sinestral de la Zona de Cizalla Sarandí del Yí ocurrió entre los 615 y 590 Ma, siendo un proceso más extenso espacial- y temporalmente de lo que se consideraba.
- El carácter sincinemático está caracterizado por el inicio de la deformación en condiciones magmáticas/submagmáticas que prosigue en condiciones de estado sólido de alta hasta baja temperatura. Los dominios centrales de baja deformación finita preservan las etapas iniciales de la deformación mientras que los dominios marginales miloníticos registran las condiciones de menor temperatura y/o mayor tasa de deformación asociadas a la progresiva localización de la misma .
- La debilidad estructural generada durante la nucleación de Zona de Cizalla Sarandí del Yí fue un sitio favorable para el emplazamiento magmático y la acomodación de la deformación mediante su reactivación sinestral en un contexto regional de extenso magmatismo y deformación transpresiva particionada, como fue la etapa postcolisional del ciclo Brasiliano–Pan-Africano.

6. Referencias

Almeida, F.F.M., Amaral, G., Cordani, U.G., Kawashita, K., 1973. The Precambrian evolution of the South American Cratonic Margin South of Amazonas River. En: Nairn, A.C.M., Kanes, W.H., Stehli, F.G. (Eds.), The South Atlantic. Springer, 411–446.

Bossi, J., Navarro, R., 1982. Los granitos negros del Eocambriano del Uruguay. En: Actas del 5º Congreso Latinoamericano de Geología - Tomo II, Buenos Aires, Argentina. p. 23-35.

Bossi, J., Campal, N., 1991. Granitos negros filonianos del Uruguay: resultados de las investigaciones. Facultad de Agronomía, Montevideo, Uruguay.

Bossi, J., Campal, N., 1992. Magmatismo y tectónica transcurrente durante el Paleozoico Inferior en Uruguay. En: Gutiérrez, J., Saavedra, J., Rábano, I. (Eds.), Paleozoico Inferior de Ibero-América. Universidad de Extremadura, 343–356.

Bossi, J., Preciozzi, F., Campal, N., 1993. Predevoniano en el Uruguay. Tomo 1: Terreno Piedra Alta. Dirección Nacional de Minería y Geología, Montevideo, Uruguay.

Bouchez, J.L., Delas, C., Gleizes, G., Nédélec, A., Cuney, M., 1992. Submagmatic micofractures in granites. Geology, 20(1), 35-38.

Bouchez, J.L., 1997. Granite is never isotropic: an introduction to AMS studies of granitic rocks. En: Bouchez, J.L., Hutton, D.H.W., Stephens, W.E. (Eds.), Granite: from Segregation of Melt to Emplacement Fabrics, Kluwer Academic, 95-112.

Caro, F., 2015. Análisis microtectónico y cinemático de la Zona de Cizalla Sarandí del Yí en el área del arroyo Chamamé (Lavalleja - Florida, Uruguay). Tesis de grado, Universidad de la República, Montevideo. https://hdl.handle.net/20.500.12008/8346

Cordani, U.G., Amaral, G., Kawashita, K., 1973. The precambrian evolution of South America. Geologische Rundschau, 62, 309-317.

De Toni, G. B., 2024. Transpressão: uma revisão. Terræ Didatica, 20, 1-19

Faraone, M., 2018. Geología, petrografía y aspectos estructurales del extremo sur-occidental de la Zona de Cizalla Sarandí del Yí (área SW de Solís de Mataojo). Tesis de grado, Universidad de la República, Montevideo. https://hdl.handle.net/20.500.12008/19181

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 America Earth Science, 5(1), 77-96.

Gilberg, I., 2020. Connecting the late Neoproterozoic flysch sedimentation in the Gariep Belt (Namibia) with its potential source region in southern Dom Feliciano Belt (Uruguay) – a U-Pb detrital and protolith zircon study. Tesis de maestría, UiT The Artic University of Norway, Tromsø.

Hueck, M. Oyhantçabal, P., Philipp, R.P,. Basei, M.A.S., Siegesmund, S., 2018. The Dom Feliciano Belt in Southern Brazil and Uruguay. En: Siegesmund, S., Basei, M., Oyhantçabal, P., Oriolo, S. (Eds.) Geology of Southwest Gondwana. Regional Geology Reviews. Springer, 267-302.

Hueck, M., Oriolo, S., Basei, M.A.S., Oyhantçabal, P., Heller, B.M., Wemmer, K., Siegesmund S., 2022. Archean to early Neoproterozoic crustal growth of the southern South. American Platform and its wide-reaching "African" origins. Precambrian Research, 369.

Jones, R., Holdsworth, R., Clegg, P., McCaffrey, K., Tavarnelli, E., 2004. Inclined transpression. Journal of Structural Geology, 26, 1531-1548.

Kruhl, J.H., 1996. Prism- and basal-plane parallel subgrain boundaries in quartz: a microstructural geothermobarometer. Journal of Metamorphic Geology, 14(5), 581-589.

Lara, P., Oyhantçabal, P., Belousova, E., Hueck, M., 2021. Source diversity of Late Neoproterozoic granitoid magmatism across an orogen-scale lineament in southern Brazil and Uruguay: Whole-rock geochemistry, zircon geochronology and Sr-Nd-Hf isotope evidence. Journal of South American Earth Sciences, 112(2).

Liégeois J. P., 1998. Some words on post-collisional magmatism. Lithos, 45, xv-xii.

Neves, S.P., Vauchez, A., Archanjo, C.J., 1996. Shear zone-controlled magma emplacement or magma-assisted nucleation of shear zones? Insights from northeast Brazil. Tectonophysics, 262, 349-364.

Oriolo, S., Oyhantçabal, P., Heidelbach, F., Wemmer, K., Siegesmund, S., 2015. Structural evolution of the Sarandí del Yí Shear Zone, Uruguay: kinematics, deformation conditions and tectonic significance. International Journal of Earth Science (Geol Rundsch), 104, 1759–1777.

Oriolo, S., Oyhantçabal, P., Wemmer, K., Basei, M.A.S., Benowitz, J., Pfänder, J., Hannich, F., Siegesmund, S., 2016a. Timing of deformation in the Sarandí del Yí Shear Zone, Uruguay: Implications for the amalgamation of western Gondwana during the Neoproterozoic Brasiliano-Pan-African Orogeny. Tectonics, 35, 754–771.

Oriolo, S., Oyhantçabal, P., Basei, M.A.S., Wemmer, K., Siegesmund, S. 2016b. The Nico Pérez Terrane (Uruguay): From Archean crustal growth and connections with the Congo Craton to late Neoproterozoic accretion to the Río de la Plata Craton. Precambrian Research, 280, 147-160.

Oriolo, S., Oyhantçabal, P., Wemmer, K., Heidelbach, F., Pfänder, J., Basei, M.A.S., Hueck, M., Hannich, F., Sperner, B., Siegesmund, S., 2016c. Shear zone evolution and timing of deformation in the Neoproterozoic transpressional Dom Feliciano Belt, Uruguay. Journal of Structural Geology, 92, 59-78.

Oriolo, S., Oyhantçabal, P., Wemmer, K., Siegesmund, S., 2017. Contemporaneus assembly of Western Gondwana and final Rodinia break-up: Implications for the supercontinent cycle. Geoscience Frontiers, 8(6), 1431-1445.

Oyhantçabal P., Derregibus, M.T., de Souza, S., Muzio R., 1992. O Complexo Granítico Solis de Mataojo (Uruguai), no extremo SW do Cinturão Dom Feliciano. 37º Congreso Brasileiro de Geología, São Paulo, Brasil. p. 400-401.

Oyhantçabal, P., Derregibus, M., Muzio, R., de Souza, S., Peel, E., 1993a. Complejo Granítico Solís de Mataojo: evidencias de magmatismo sincolisional relacionado a subducción. Revista Brasileira Geociências, 23(3), 242–247.

Oyhantçabal, P., Muzio, R., de Souza, S., 1993b. Geología y aspectos estructurales del borde orogénico en el extremo sur del cinturón Don Feliciano. Revista Brasileira Geociências, 23(3), 296–300.

Oyhantçabal, P., Heimann, A., Miranda, S., 2001. Measurement and interpretation of strain in the syntectonic Solís de Mataojo Granitic Complex, Uruguay. Journal of Structural Geology, 23, 807–817.

Oyhantçabal, P., Siegesmund, S., Wemmer, K., Frei, R., Layer, P., 2007. Post-collisional transcurrent deformation in the southernmost Dom Feliciano Belt (Braziliano-Pan-African, Uruguay). Lithos, 98, 141-159.

Oyhantçabal, P., Siegesmund, S., Wemmer, K., Presnyakov, S., Layer, P., 2009. Geochronological constraints on the evolution of the southern Dom Feliciano Belt (Uruguay). Journal of the Geological Society of London, 166, 1075–1084.

Oyhantçabal, P., Suárez, I., Seluchi, N., Martínez, X., 2010. Análisis microtectónico de las milonitas del extremo sur de la Zona de Cizalla Sarandí del Yí: cinemática y condiciones de deformación. En: Actas VI Congreso Uruguayo de Geología. Montevideo.

Oyhantçabal, P., Siegesmund, S., Wemmer, K., 2011. The Río de la Plata Craton: a review of units, boundaries, ages and isotopic signature. International Journal of Earth Science, 100, 201–220.

Oyhantçabal, P., Oriolo, S., Philipp, R.P., Wemmer, K., Siegesmund, S., 2018b. The Nico Pérez Terrane of Uruguay and Southeastern Brazil. En: Siegesmund, S., Oyhantçabal, P., Basei, M.A.S. y Oriolo, S. (Eds.), Geology of Southwest Gondwana. Regional Geology Reviews. Springer, 161–188.

Osta, B., 2022. Evolución tectonotérmica del sector central de la Zona de Cizalla Sarandí del Yí: aspectos estructurales, petrográficos y microtectónicos (Gaetán, Lavalleja, Uruguay). Tesis de grado, Universidad de la República, Montevideo. https://hdl.handle.net/20.500.12008/35731

Passchier, C.W., Trouw, R.A.J., 2005. Microtectonics (2nd ed). Springer, Germany.

Peel, E., Muzio, R., Fort, S., Olivera, L. 2024. Precambrian basement rocks of the southernmost tip of the Paraná basin (Northern Uruguay): Petrologic assessment from deep borehole data. Precambrian Research, 404, 107323.

Percival, J.J., Konopásek, J., Oyhantçabal, P., Sláma, J., Anczkiewicz, R., 2023. Garnet growth and mineral geochronology constrains the diachronous Neoproterozoic convergent evolution of the southern Dom Feliciano Belt, Uruguay. Journal of Metamorphic Geology, 41(7), 997-1030.

Porada, H., 1979. The Damara-Ribeira orogen of the Pan-African-Brasiliano cycle in Namibia (southwest Africa) and Brazil as interpreted in terms of continental collision. Tectonophysics, 57, 237-265.

Preciozzi, F., Spoturno, J., Heinzen, W., 1979. Carta geo–estructural del Uruguay. Instituto Geológico Ing. Terra Arocena, Uruguay, escala 1:2.000.000.

Sánchez Bettucci, L., 1998. Evolución tectónica del cinturón Dom Feliciano en la región Minas – Piriápolis, República Oriental del Uruguay. Tesis de doctorado, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales - Universidad de Buenas Aires, Buenos Aires.

Spoturno, J., Oyhantçabal P., Goso, C., Cazaux, S., Aubet, N., Huelmo, S., Morales, E., Piñeiro, A., Martinez, G., 2004. Mapa Geológico del Departamento de Canelones. Dirección Nacional de Minería y Geología y Facultad de Ciencias, Uruguay, escala 1:1.000.000.

Spoturno, J., Loureiro, J., Oyhantçabal, P., Pascale, A., 2012. Mapa Geológico del Departamento de Maldonado. Dirección Nacional de Geología y Minería y Facultad de Ciencias, Uruguay, escala 1:1.000.000.

Spoturno, J., Oyhantçabal, P., Faraone, M., 2019. Mapa Geológico del Departamento de Lavalleja (1º ed.). Dirección Nacional de Geología y Minería y Facultad de Ciencias, Uruguay, escala 1:1.000.000.

Spoturno, J., Oyhantçabal, P., Faraone, M., 2022. El Magmatismo Ediacárico en los Departamentos de Maldonado y Lavalleja – Uruguay. En: Sociedad Uruguaya de Geología (Ed.) Actas X Congreso Uruguayo de Geología, Montevideo, Uruguay. p. 39.

Stipp, M., Stünitz, H., Heilbronner, R., Schmid, S.M., 2002. Dynamic recrystallization of quartz: Correlation between natural and experimental conditions. En: Meer, S., Drury, M.R., de Bresser, J.H.P., Pennock, G.M. (Eds.). Deformation Mechanisms, Rheology and Tectonics: Current Status and Future Perspectives, Geological Society of London Special Publications, 200, 171- 190.

Tommasi, A., Vauchez, A., Fernandes, L.A.D., Porcher, C.C., 1994. Magma-assisted strain localization in an orogen-parallel transcurrent shear zone of southern Brazil. Tectonics, 13(2), 421-437.

Umpierre, M., Halpern, M., 1971. Edades estroncio-rubidio en rocas cristalinas del sur de la República Oriental del Uruguay. Revista de la Asociación Geológica Argentina, XXVI(2), 133-151.

Vauchez, A., Pacheco Neves, S., Tommasi, A., 1997. Transcurrent shear zones and magma emplacement in Neoproterozoic belts of Brazil. En: Bouchez, J.L., Hutton, D.H.W., Stephens, W.E. (Eds.), Granite: from Segregation of Melt to Emplacement Fabrics, Kluwer Academic, 275-293.

Veroslavsky G., de Santa Ana, H., Rosello, E., 2004. Depósitos del Jurásico y Cretácico temprano de la región meridional de Uruguay. El Lineamiento Santa Lucía-Aiguá-Merín. En: Veroslavsky, G., Ubilla, M. y Martínez, S. (Eds). Cuencas Sedimentarias del Uruguay: geología, paleontología y recursos naturales - Mesozoico (2º ed), DI.R.A.C. Facultad de Ciencias y Sociedad Uruguaya de Geología, pp. 117-142.

Will, T.M., Gaucher, C., Frimmel, H.E., Ling, X.-X, Shi, W., Li, X.-H., Li, Q.-L., 2023. Ediacaran to Cambrian tectonomagmatic events in the Southern Dom Feliciano Belt, Uruguay: From a plate margin to an intraplate setting and the assembly of SW Gondwana. Gondwana Research, 115, 155-182.

View publication stats