

EVOLUCIÓN DEL MARGEN ATLÁNTICO ARGENTINO DURANTE EL CRETÁCICO TARDÍO

Pedro Kress¹, Ofelia Silio¹, Octavian Catuneanu², Emilio Rojas Vera³, Federico Späth⁴ y Néstor Bolatti¹

1: YPF S.A., Exploración Offshore, Macacha Güemes 515, C1106BKK, CABA, Argentina.

pkress@ypf.com, ofelia.silio@ypf.com, nestor.bolatti@ypf.com

2: Department of Earth Sciences, University of Alberta, Edmonton, Canada. octavian@ualberta.edu

3: YPF S.A., Geología de Desarrollo. emilio.rojas @ypf.com

4: YPF S.A., Geofísica de Desarrollo. federico.spath@ypf.com

Palabras clave: Margen Argentino, Paleogeografía, Cretácica, Estratigrafía Secuencial, Margen Volcánico Divergente

ABSTRACT

The Argentine Atlantic margin preserves a passive margin geologic record spanning from Jurassic to Cenozoic times. According to seismic, gravmag and well data, the rifting event that preceded the breakup of the South Atlantic is recorded underneath the shelf. Rifting was followed by a sag stage which finally leads to the development of seaward dipping reflectors (SDRs), located along the transition between continental and oceanic crust.

SDR emplacement occurred at surface, fed by faults that propagated along segments bound by fracture zones. Those fracture zones accommodated rotational strain between plates during breakup. By Barremian-Aptian times (120-110 Ma) first marine ingression covered those fractures zones and expanded onto the SDRs and the continental crust. Ongoing transgression promoted development of coastlines and, where clastic supply was reduced, backstepping carbonate factories. During Albian-Cenomanian times, decreasing accommodation rates and increasing sediment supply, a narrow (30-40 km) shelf developed as a consequence of prograding clinoforms on an initial ramp setting, internally marked by a higher frequency alternance of regressions and flooding events. Those clinoforms prograded into a shallow sea, as their height does not exceed 300 m and were dominated by slope related gravity flows, with the development of toe of slope fans and comparatively small gully systems on the slope alternating with grain flows.

The boundary between Cenomanian and Turonian times (93 Ma) is marked by a significant deepening of the basin, related to the final split between the Malvinas Plateau and SW Africa. The unconformity record and the following flooding mark the change from a stratigraphic shelfbreak built from a ramp setting to a structurally enhanced shelfbreak. This event marks the onset of a deepwater environment, with slope canyons, levees and basin floor fans, reworked by thermohaline currents.

Deep marine conditions coupled to a narrow shelf favoring efficient sediment transfer downslope prevailed until Campanian-Maastrichtian times (ca. 66 Ma), when a regional unconformity developed cutting deep into the shelf and resulting in collapse of the slope. Accumulation of mass wasting along the toe of the slope created a complex topography that ponded deposits of lower

density turbidite flows that followed. In addition, erosional scars left behind by mass transport deposits downslope, confined laterally turbidite flows.

The transgression that followed connected foreland basins such as the Neuquén Basin, with the South Atlantic as well as the Golfo San Jorge Basin, although highlands separating the basins under the shelf were only flooded by Middle Miocene times.

INTRODUCCIÓN

El margen atlántico argentino, al norte de la zona de fractura de Malvinas Agulhas, es reconocido como uno de los mejores ejemplos de un margen volcánico divergente. Presenta un registro geológico relativamente continuo desde el Jurásico hasta el Cenozoico, con sistemas extensionales anteriores a la ruptura y generación de corteza oceánica seguida de subsidencia térmica de margen pasivo maduro.

Los procesos extensionales que afectaron al SW de Gondwana previos a la ruptura del Atlántico Sur fueron en gran medida concomitantes con el proceso de separación entre África y el Gondwana Occidental (Reeves *et al.* 2016), principalmente de naturaleza intracratónica, aunque no se puede descartar cierta influencia de la velocidad de *roll-back* causado por un empinamiento de la zona de subducción de las placas Aluk-Farallones y eventualmente la tensión ejercida por un manto activo producto de una serie de *hotspots* que fueron migrando por debajo de la corteza engrosada del supercontinente de Gondwana. En el Margen Atlántico Argentino, los sistemas de *rift* asociados a estos eventos se encuentran preservados debajo de la actual plataforma continental. Las mismas entraron en estadio de *sag*, previo al inicio de la ruptura del Atlántico Sur. De modo que en gran medida la generación de los grábenes de estos *rifts* está desvinculada del proceso que culminó en ruptura de corteza continental y que generó finalmente la discordancia de ruptura (*breakup unconformity*). Esta es concordante con los cuerpos volcánicos basculados (*seaward dipping reflectors* o SDRs) que preceden la generación de corteza oceánica y marcan la zona de transición cortical.

Estos SDRs están ubicados por debajo del talud y la parte abisal adyacente y su emplazamiento es uno de los rasgos diagnósticos de un margen volcánico divergente, juntamente con una transición relativamente abrupta entre corteza continental y oceánica, y una zona de baja velocidad sísmica en el manto superior, atribuida a procesos de fusión parcial (Menzies *et al.* 2002). Los SDRs son un elemento importante preservado de los inicios de la ruptura continental y su preservación por debajo del talud es un registro que permite la reconstrucción de los primeros estadios evolutivos del margen.

La primera ingresión marina en tiempos Barremiano-Aptianos según los registros perforados en el margen africano conjugado, marca el inicio de un sistema deposicional marino que evoluciona

a través de diferentes estadios hasta la actualidad. Estos estadios fueron identificados a través de superficies estratigráficas como discordancias y superficies de máxima inundación asociados a eventos regionales y representadas a lo largo de todo el margen.

El intervalo aquí considerado se centraliza en el Cretácico Superior y no contempla la evolución Cenozoica, más allá de la importante ingresión ocurrida durante el Maastrichtiano-Daniano.

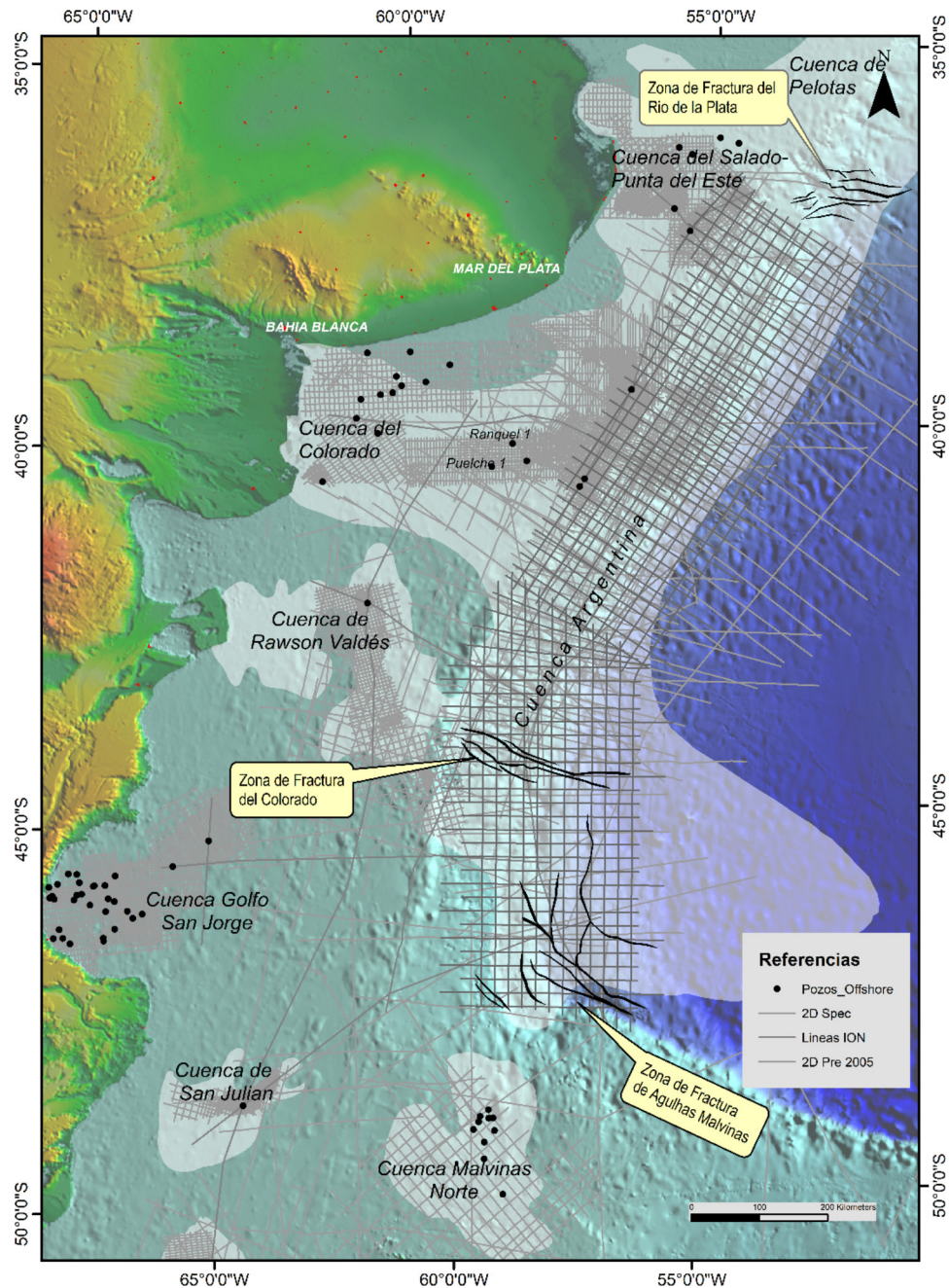


Figura 1. Mapa del margen continental argentino, con la base de datos (pozos y sísmica utilizados en este estudio). Los cuadros de texto indican los límites usados para la apertura del Atlántico Sur, al sur la zona de fractura de Agulhas Malvinas, al norte la de Río de la Plata. Por su importancia en la segmentación del margen también se agregó la zona de fractura del Colorado.

Para ilustrar estos procesos se han interpretado más de diez horizontes regionales, seis de los cuales marcan los cambios regionales más importantes y que fueron representados mediante sus respectivas paleogeografías:

- Base de la corteza, cuya extensión está limitada por la disponibilidad de sísmica de reflexión profunda principalmente a la zona subyacente al talud;
- Tope del basamento, marcado por el reflector pre-rift en las cuencas extensionales preservadas en la plataforma y su hundimiento por debajo de los SDRs más antiguos
- Superficie de ruptura; (*breakup unconformity*) una superficie compuesta, que en la plataforma erosiona a los altos de basamento y en los depocentros extensionales en la plataforma a las secuencias *post-rift* o de *sag*, concordante con el tope de los SDRs;
- Superficie de máxima inundación de la primera ingresión marina durante tiempos Barremiano-Aptianos;
- Discordancia entre un estadio marino somero desarrollado durante el Albiano-Cenomaniano superior y condiciones marinas profundas a partir del Turoniano inferior;
- Discordancia Campaniano-Maastrichtiana seguida de un evento transgresivo regional desarrollada durante el Maastrichtiano-Daniano.

BASE DE DATOS Y METODOLOGÍA

El área estudiada corresponde al margen atlántico (Fig. 1) delimitado al sur por la zona de fractura de Agulhas Malvinas y hacia el norte por la zona de fractura del Río de la Plata. A través de la interpretación sísmica de más de 250000 km de 2D se realizó un modelo estratigráfico focalizado principalmente en los eventos posteriores a la ruptura continental. La figura 1 muestra la cobertura sísmica y los pozos ubicados en la plataforma usados para este trabajo. Se ha revisado y analizado también el marco estructural *pre-breakup* a partir de trabajos propios y de terceros. Así las estructuras extensionales fueron identificadas en función de los ámbitos de *rift* analizados.

El dato sísmico proviene de diferentes campañas y años de registro. Los datos más antiguos, registrados durante la década del sesenta y setenta, corresponden a las Cuencas del Salado y del Colorado interior. La mayor parte de estas líneas no están disponibles originalmente en formato digital sino fueron escaneadas a partir de copias de papel. A partir de la década del ochenta y sobre todo noventa existen registros digitales originales, entre ellas las líneas registradas en el talud por la *Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe* (BGR) de Alemania para fines científicos y comparándolas con el trabajo previo realizado en el margen africano conjugado (Hinz *et al.* 1999; Bauer *et al.* 2000). Posteriormente, las líneas SPAN registradas por ION en 2008 iluminan la estructura profunda de la corteza y su relación con las diferentes cuencas. No solo iluminan el ámbito de la plataforma continental actual, sino que se extienden hacia el talud, mostrando las características del Moho. En el año 2018 se registraron en modalidad SPEC por Spectrum (hoy

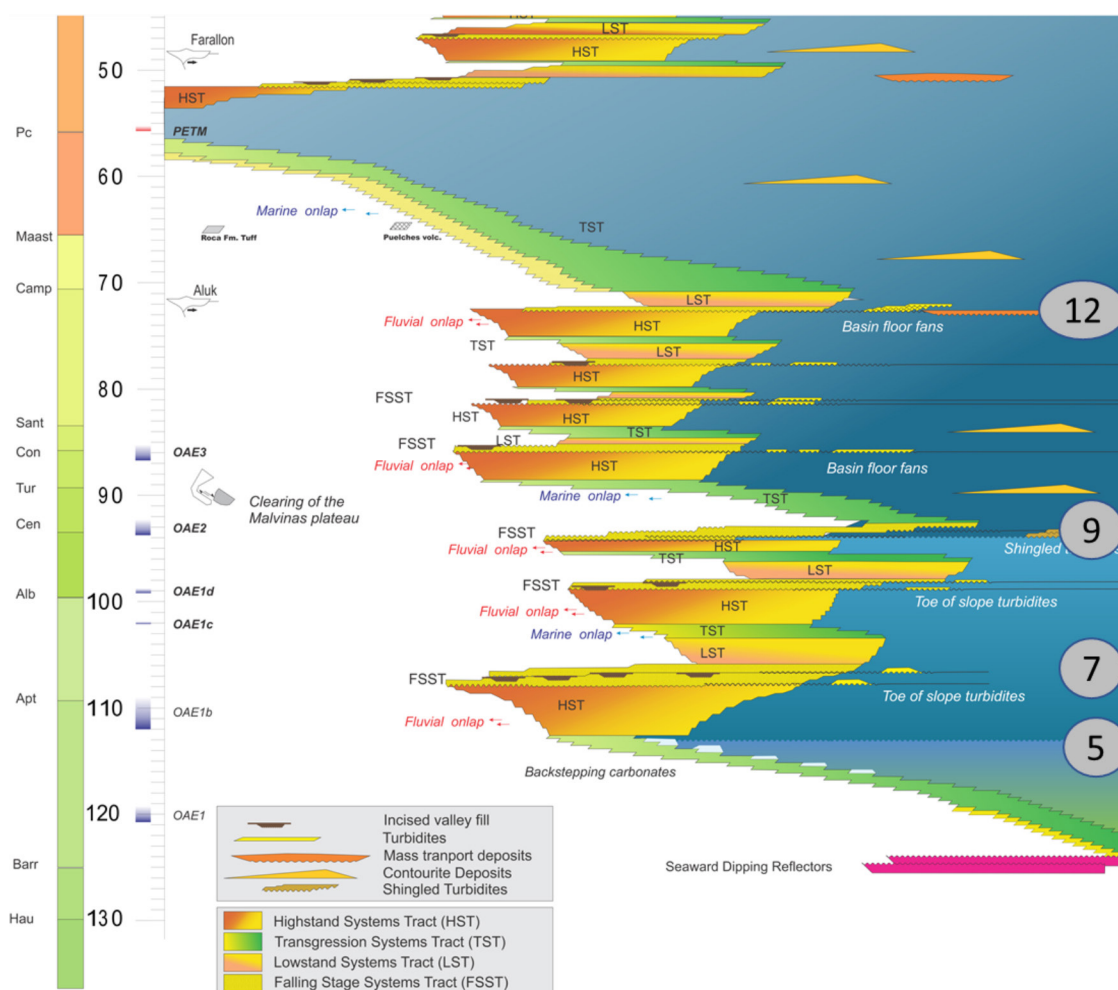


Figura 2. Cuadro Cronoestratigráfico del Cretácico Superior (Barremiano- Maastrichtiano) del Margen Continental Argentino (modificado de Kress *et al.* 2021). El arreglo estratigráfico corresponde a la de la Cuenca Argentina y talud externo, donde mejor se preservaron los registros de la evolución del margen pasivo. Los números corresponden a las figuras con las respectivas reconstrucciones paleogeográficas

TGS Nopec) más de 23000 km iluminando a la mayor parte del talud y planicie abisal adyacente.

La metodología usada fue la de identificar patrones de apilamiento en las líneas sísmicas e identificar los principales eventos (Fig. 2). En toda la plataforma externa no se cuenta con registros de pozo marinos mesozoicos previos al Campaniano, de modo que la interpretación no cuenta con dataciones locales. No obstante, la correlación con el margen conjugado, donde este intervalo ha sido perforado y datado por una considerable cantidad de pozos, permite establecer rangos temporales y correlaciones regionales con cierto grado de precisión. Este marco temporal permitió reconocer los principales estadios evolutivos asociados a sistemas deposicionales que impactan en el tipo de *play* y las potenciales acumulaciones de hidrocarburos.

EL MARCO TECTÓNICO PREVIO A LA RUPTURA CONTINENTAL

Los procesos extensionales que precedieron a la ruptura continental están preservados en la plataforma continental. La Figura 3 muestra una reconstrucción de ambas márgenes conjugadas a tiempos del Aptiano superior. La misma muestra la posición de los sistemas de *rift* en Sudamérica y África. Del lado sudamericano se diferencian los siguientes elementos:

- depocentros extensionales de la Cuenca de Salado-Punta del Este (SPB), una cuenca que habría estado controlado por la fábrica de basamento heredada de colisiones de terrenos durante el Precámbrico (Gaucher *et al.* 2009);
- la Cuenca Interior del Colorado (ICB), un conjunto de tres depocentros limitados por fallas y separadas del talud por un Alto estructural. Los orígenes de esta cuenca podrían estar vinculados al colapso extensional de la zona de acreción del Cratón Norpatagónico contra el Cratón del Río de la Plata (Ramos *et al.* 2008; González *et al.* 2020);
- el conjunto de grábenes de las Cuencas de Rawson y de Valdés, cuya orientación oblicua al margen podría interpretarse como continuación oriental del sistema de *rift* de Sudáfrica oriental (Cuencas de Gamtos, Pletmos y Bredasdorp en Sudáfrica).
- la continuación de los *rifts* de la Cuenca del Golfo San Jorge, que interfieren a alto ángulo con las fallas de la Cuenca de Rawson-Valdés.
- la Cuenca de Malvinas Norte y la posible extensión hacia el norte del Graben de Phyllis (Jones, *et al.* 2019) hacia el norte como graben de Piedrabuena.

Si bien algunas fallas fueron reactivadas durante el proceso de *breakup*, los grábenes del Salado y del Colorado en el momento de la ruptura continental ya habían entrado en subsidencia térmica (*post rift*).

En el caso de los *rifts* de Rawson y Valdés esta situación es más difícil, habiendo dos escenarios posibles. (i) Luego de una fase de fallamiento cortical, el sistema entró en subsidencia térmica, seguido de un ascenso que erosionó los registros de *postrift*; (ii) la extensión no involucró significativamente al manto, de modo que no hubo subsidencia térmica posterior y toda la extensión se limita a la corteza.

Aunque datos termocronométricos del *onshore* adyacente indican un enfriamiento continuo desde el Jurásico Superior (posible edad del origen de la extensión), es probable que la resolución térmica no sea suficiente para discriminar ascensos de magnitud relativamente escasa. Modelados gravimétricos realizados indicarían actualmente una corteza normal, sin evidencias de un ascenso mantélico Kress *et al.* (2021; 2022a).

En su conjunto, el estilo deformacional de las cuencas de Rawson y Valdés habrían estado controlados por una discontinuidad cortical que vincularía con la zona de fractura del Colorado y la zona de fallas e Jagüelito, cuya existencia predata tanto el proceso de rifting como la dirección de propagación de la ruptura del Atlántico Sur (Kress *et al.* 2021).

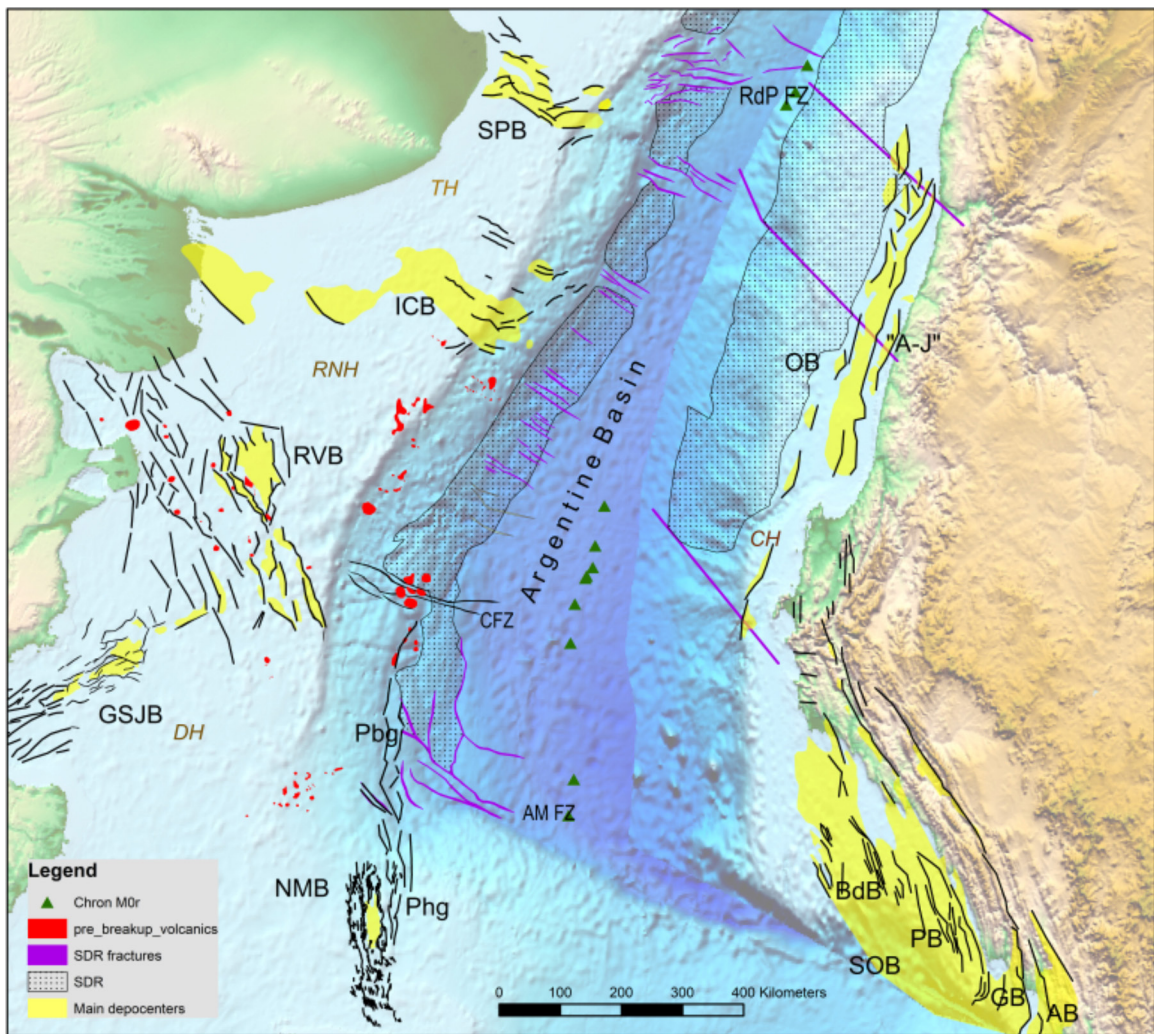


Figura 3. Reconstrucción de los estadios iniciales del Atlántico Sur alrededor de tiempos de la anomalía magnética M0 (Aptiano inferior). Topobatemetría actual tomada como referencia de <https://www.ngdc.noaa.gov/mgg/global/>. Los triángulos verdes son los puntos correspondientes a mediciones de la anomalía M0 tomados de Seton *et al.* (2014).: OB: Cuenca de Orange; "A-J": Graben A-J Graben al este de la Cuenca de Orange principal; SOB: Cuenca Outeniqua Austral; BdB: Cuenca de Bredasdorp; PB: Cuenca de Pletmos; GB: Cuenca de Gamtoos; AB: Cuenca de Algoa; AMFZ: Zona de fractura de Agulhas Malvinas; NMB: Cuenca Malvinas Norte; Phg: Graben de Phyllis; Pbg: Graben de Piedrabuena; GSJB: Cuenca del Golfo San Jorge (Offshore); CFZ: Zona de fractura del Colorado; RVB: Cuenca de Rawson-Valdés; ICB Cuenca del Colorado interior; SPB Cuenca del Salado-Punta del Este. Modificado de Kress *et al.* (2021)

La cuenca de Malvinas Norte corresponde a un conjunto de grábenes alineados N-S. El llamado Graben central, donde se encuentra en descubrimiento de Sea Lion, limita al norte contra un alto de basamento que lo desvincula de la zona de deformación de Malvinas Agulhas. Un graben, localizado más hacia el este podría tener continuidad en el talud a través de estructuras de graben que subyacen a la terraza marina de Piedrabuena.

La cuenca Argentina, correspondiente a la cuña sedimentaria del talud preserva el mejor registro de la historia del margen pasivo desde sus inicios expandiéndose luego a la plataforma continental, principalmente a través de los ejes de subsidencia de las cuencas de Salado y Colorado, en tanto

la cuenca de Rawson y Valdés, luego de su fase de *rift* se mantienen como altos estructurales, al igual que la continuidad del macizo del Deseado al este y sur de la cuenca del Golfo San Jorge (Kress *et al.* 2022b).

INICIO DEL DESARROLLO DE UN MARGEN VOLCÁNICO DIVERGENTE

Franke *et al.* (2010) han descrito al Margen Argentino como uno de los mejores registros del “nacimiento de un margen volcánico divergente”. La ruptura del Gondwana se inicia en el Jurásico inferior (alrededor de los 182 Ma) en el norte de África y se propaga a lo largo de varios segmentos desplazados por zonas de transferencia separando Gondwana oriental (India, Madagascar, Australia y Antártida, de Gondwana occidental (África y Sudamérica) con un punto de Euler ubicado en el Macizo del Deseado, (Reeves *et al.* 2016; Lovecchio *et al.* 2020). Al llegar a la fractura de Limpopia, con el banco de Maurice Ewing aún unido a África, alrededor de los 153 Ma (Jurásico superior, Kimmeridgiano) se produce un significativo offset que luego se transformará en la falla de Agulhas Malvinas. Esta zona de fractura se desplaza hasta el basamento del Cratón de Deseado, que impide su propagación más hacia el oeste. Este cambio implica una reorientación importante del polo de Euler, que se ubica en el norte de Brasil en la intersección entre el *rift* de Potiguar y el conjunto de los *rifts* de Recôncavo, Tucano, Jatobá (Szatmari y Milani, 2016).

Se produce una deflexión hacia el norte, a través de varias ramificaciones generando un segmento de margen transforme, análogo a lo que se observa en la Cuenca del Cabo (Koopmann *et al.* 2014). La transición al margen volcánico ocurre en un segmento muy corto. Las ramificaciones de la falla transformante hacia el norte marcan un desgarre cortical causando una exhumación del manto (Kress *et al.*, 2022b). Estas ramificaciones constituyen las primeras fisuras a lo largo de las cuales asciende el magma alimentando a las efusiones subaéreas.

Las cuñas volcánicas se emplazaron en forma subaérea a lo largo de segmentos discretos de sur a norte, separados por zonas de fractura (Hinz *et al.* 1999; Franke *et al.* 2007). Estas zonas de fractura acomodaron la rotación durante la ruptura continental.

La Figura 4 es un mapa de la base de corteza a partir de la sismica de reflexión profunda registrada a lo largo del talud actual (TWT). Se observa la distribución de las zonas de fractura en un segmento del margen limitado al sur por la zona de fractura de Malvinas-Agulhas y por la zona de fractura del Río de la Plata en el norte. Se han reconocido las zonas de fractura ya definidas por Franke *et al.* (2007), aunque la nueva información sísmica muestra que existen muchas fracturas menores que segmentan a los SDRs e incluso en la Cuenca del Salado-Punta del Este, una de las pocas áreas donde la sísmica 3D cubre a los SDRs más internos, se pueden observar complejidades a menor escala (Kress *et al.* 2021). La imagen sísmica del Moho muestra la preservación de zonas más elevadas (mayor atenuamiento) donde se reconocen (i) el efecto de desgarre producto de las fracturas que se ramifican a partir de la falla de Agulhas-Malvinas; (ii) las zonas de fractura que

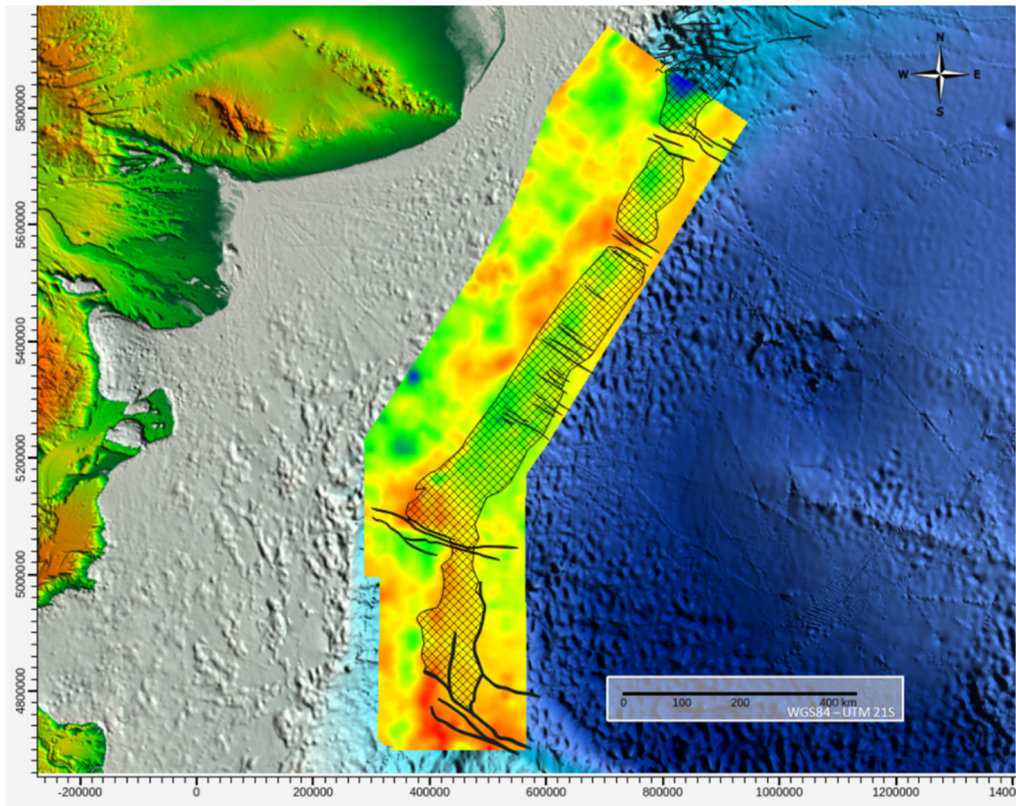


Figura 4. Imagen sísmica (TWT) del Moho por debajo del talud. Los colores rojos indican altos, coincidentes con las bases de las fisuras alimentadoras de los SDRs y las azules depresiones. Las zonas de fractura están asociadas a menor espesor cortical.

limitan los segmentos de los SDRs, posteriormente caracterizados por una mayor subsidencia térmica, que no se llega a compensar al nivel de la base de la corteza.

Los mecanismos de emplazamiento y aspectos genéticos relacionados han sido analizados por muchos autores (Hinz, 1980; Franke, 2012; Mc Dermott *et al.* 2018, Tugend *et al.* 2018; Quirk *et al.* 2014, entre otros). Sin embargo, existen algunos aspectos que aún no han sido resueltos. Si efectivamente los patrones sísmicos de los SDRs representan eventos (coladas volcánicas) continuas, la única manera de generar esa continuidad lateral es mediante una efusión subaérea o, por la presión necesaria, a profundidades mayores de 3000 m de agua; en caso contrario se formarían deltas de lava. Si efectivamente el emplazamiento ocurre en condiciones subaéreas, su posterior basculamiento a profundidades que superan los 4 segundos por debajo del nivel del mar actual, requiere de un mecanismo y tasas de subsidencia extremas, diferentes a lo que se esperaría de un sistema extensional cortical, con fallas lístricas de tipo *synrift*. Aunque esto se podría explicar parcialmente con un modelo combinado de intrusiones y efusiones, no queda claro cómo los filones capa pueden adquirir semejante extensión lateral.

Lo que objetivamente se puede observar es que (i) los SDRs se relacionan con canales magmáticos o fisuras que los alimentan; (ii) el emplazamiento ocurre en varios pulsos no

necesariamente colineales con la dirección de apertura, ya que existen cuerpos magmáticos que buzan en direcciones oblicuas y hasta paralelos al margen, que se relacionarían con los desgarres corticales propios de las zonas de fractura. Esta complejidad es producto de diferentes eventos de efusión, todos ellos vinculados al entramado de fisuras desarrolladas durante los diferentes procesos de ruptura que precedieron a la ruptura final de corteza continental y generación de corteza oceánica. Con respecto al basculamiento de las secuencias volcánicas datos análogos del margen divergente volcánico entre Noruega y Groenlandia indicarían un modelo de efusión rápida, en el rango de los 0.5– 1.0 Ma, independientemente de la velocidad con la que se propaga el proceso de ruptura continental de sur a norte. Si este modelo se puede aplicar al Atlántico Sur, habría que asumir también una elevada tasa de subsidencia, donde la generación de la acomodación necesaria se compensa con las efusiones, tal como lo predice el modelo de Quirk *et al.* (2014). En todo caso, habría un mecanismo subsidente para los SDRs propiamente dicho, de impacto local, y otro, resultante del enfriamiento generalizado de la zona de transición entre corteza continental y oceánica, en la medida en que esta se aleja de la dorsal centro-oceánica.

Dentro del conjunto de fracturas se destaca la zona de fractura del Colorado, que separa un dominio sur, donde los SDRs presentan una orientación N-S y se encuentran confinados a una franja relativamente más estrecha de un dominio norte, orientado NNE-SSE, con varias cuñas de mayor ancho, separados por un mayor número de fracturas. La importancia de esta fractura en el control regional de estructuras ha sido propuesta en otros trabajos (Kress *et al.* 2021; Kress *et al.* 2022b) y tiene su correlato también en un importante cambio en la respuesta gravimétrica y magnética en el talud. Por otro lado, al norte de la zona de fractura del Colorado es donde mejor se desarrollan las cuñas de los SDRs.

LA PRIMERA INGRESIÓN MARINA EN TIEMPOS DEL BARREMIANO APTIANO

El relieve generado por los SDRs segmentados por zonas de fractura condicionó a la primera ingresión marina del Atlántico Sur (Fig. 5). Las zonas que se habrían inundado primero corresponden a las de mayor subsidencia, asociados a las zonas de fractura que separan los SDRs. Estas áreas podrían haber preservado condiciones más restrictas, aptas para preservar materia orgánica en un mar relativamente somero. Conforme con el incremento de la subsidencia térmica por el alejamiento de la dorsal centro-oceánica, las áreas constituidas por los SDRs comienzan a inundarse, expandiéndose el ambiente marino hacia la corteza continental adyacente. Kress *et al.* (2021) mostraron ejemplos de líneas sísmicas donde se diferencian transiciones laterales entre superficies de SDRs alisadas por procesos erosivos a superficies más rugosas. La interpretación es que este cambio morfológico, que se da con mayor claridad en el evento volcánico más joven de efusión volcánica en sus partes lisas fueron expuestas a erosión subaérea o submarina somera (como superficie de ravinement), mientras que las partes más rugosas, más discontinuas y caóticas

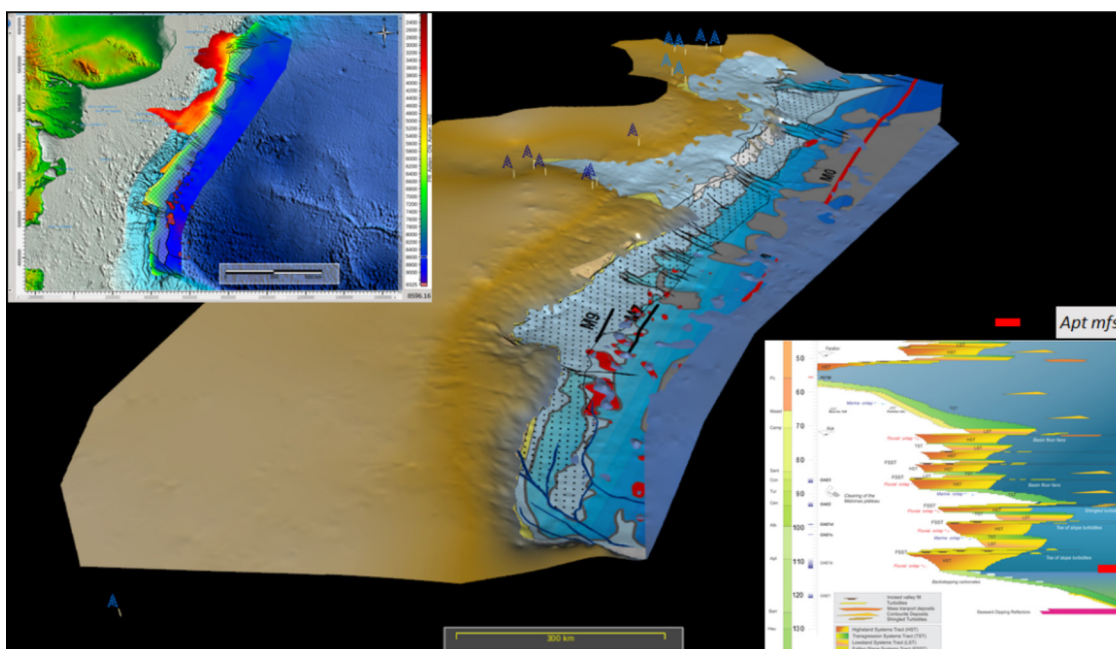


Figura 5. Interpretación 3D de la transgresión marina Barremiano Aptiana en *onlap* sobre la discordancia de ruptura continental mostrando el control paleobatimétrico ejercido a través de la segmentación de los SDRs y las fisuras volcánicas alimentadoras de los mismos. La línea roja representa la anomalía M0 (Aptiano inferior). En el ángulo inferior derecho el cuadro cronoestratigráfico (Fig. 2) con la ubicación relativa de la reconstrucción paleogeográfica. En el ángulo izquierdo superior, la distribución regional (TWT) de la superficie de inundación (mfs) Aptiana en el talud y el Offshore.

en su registro sísmico serían efectivamente efusiones submarinas, de modo que la línea entre ambos sectores morfológicos marcaría la primera paleocosta del primitivo Atlántico Sur. De acuerdo con la distancia a la anomalía M0, este mar no superaba los 300 km de ancho (Fig. 6).

Durante el avance generalizado del sistema transgresivo se registran pulsos progradantes de alta frecuencia, responsables del desarrollo de orlas arenosas. Dependiendo del terreno inundado, los mismos se constituyen primero alrededor de los SDRs basculados aún expuestos y luego, una vez cubiertos se producirían orlas de líneas de costa transgresivas sobre corteza continental. Un factor importante para estos ciclos de alta frecuencia es la tasa de aporte sedimentario. Ante una baja tasa de aporte o una alta tasa de acomodación durante el proceso transgresivo, se pueden desarrollar fábricas de carbonatos retrogradantes. En la medida en que aumenta el aporte clástico o disminuye la tasa de acomodación se esperaría un mayor desarrollo de sistemas costeros clásticos. En la información sísmica, las dos situaciones se pueden observar como *plays* prospectivos en diferentes partes del margen.

Según los registros estratigráficos del margen conjugado (Mc Millan *et al.* 1997; Mc Millan *et al.* 2003; Broad *et al.* 2012 esta cita no está en la Bibliografía), la superficie de máxima inundación podría datarse como próxima al tope del Aptiano, momento a partir del cual, la tasa de acomodación es sobrepasada por la tasa de aporte y se comienzan a registrar las primeras clinformas progradantes del margen. Sin embargo, a juzgar por la altura de estas clinoformas, el mar en que se produce este aporte sedimentario no era muy profundo, con una batimetría máxima del orden de los 200-250

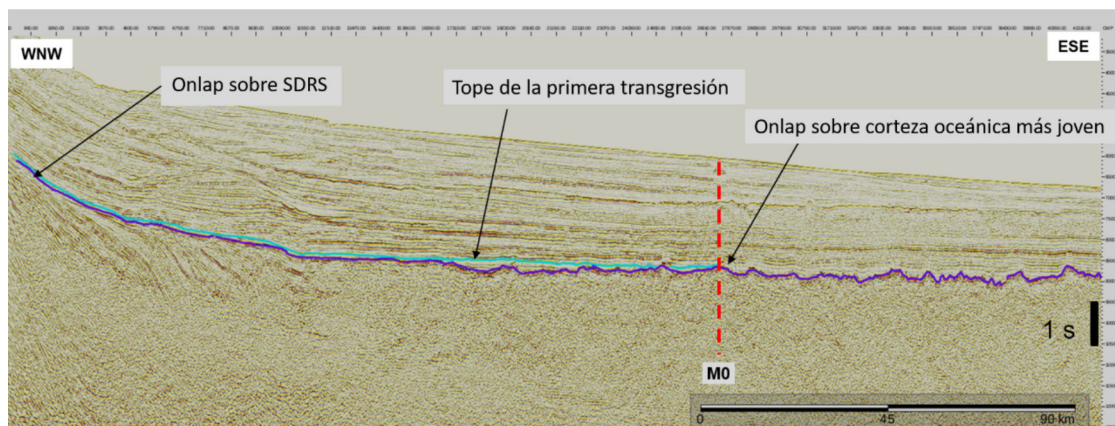


Figura 6. Línea sísmica que da una idea del ancho medio (hasta la dorsal centrooceánica) del mar Aptiano entre el *onlap* sobre los SDRs hacia el Noroeste y la posición de la anomalía M0. (modificado de Kress *et al.* 2021).

m. Por otro lado como ya se expresó con anterioridad, una reconstrucción tomada como base la anomalía magnética M0, el ancho de este mar estaba en el orden de los 300 km.

PALEOGEOGRAFÍA ALBIANO-CENOMANIANA- SISTEMAS DEPOSICIONALES EN UN CUERPO MARINO SOMERO

La Figura 7 muestra una reconstrucción paleogeográfica para el intervalo Albiano- Cenomaniano. Como ya indicado anteriormente, las edades de todos estos intervalos son tentativos y más que nada vinculadas a los eventos correlacionables con el margen conjugado africano. A partir de la información sísmica disponible, se puede definir una plataforma relativamente estrecha (de unas decenas de kilómetros) marcada por al menos dos ciclos progradantes. Internamente, estos ciclos están constituidos por alternancias de regresiones normales y forzadas, lo que permite determinar no solo el ancho del talud, sino la relativamente limitada migración de la línea de costa. Este proceso está mejor preservado en el registro estratigráfico en las cubetas sedimentarias de la Cuenca del Colorado y en menor medida en la del Salado. Luego de que la ingresión marina Barremiano Aptiana avanzó a lo largo de los antiguos ejes de subsidencia de estos rifts, cubriendo sedimentos continentales de la secuencia de sag, los sistemas deltaicos y las líneas de costa avanzaron relativamente rápido sobre una configuración de rampa suave construyendo un quiebre de plataforma estratigráfico (Helland-Hansen *et al.* 2012) sin una significativa componente de flexión estructural. De acuerdo con la altura de las clinoformas identificadas en el dato sísmico, la profundidad de agua no excedió los 180–200 m. Fuera de estas áreas subsidentes, se puede definir el *onlap* de la sección transgresiva y un delgado registro posterior al mismo, que representaría una orla deposicional alrededor de una costa con topografía elevada, que habría impedido el desarrollo de sistemas fluviales que podrían dar lugar a progradaciones y acumulaciones de plataforma resolubles con la in-

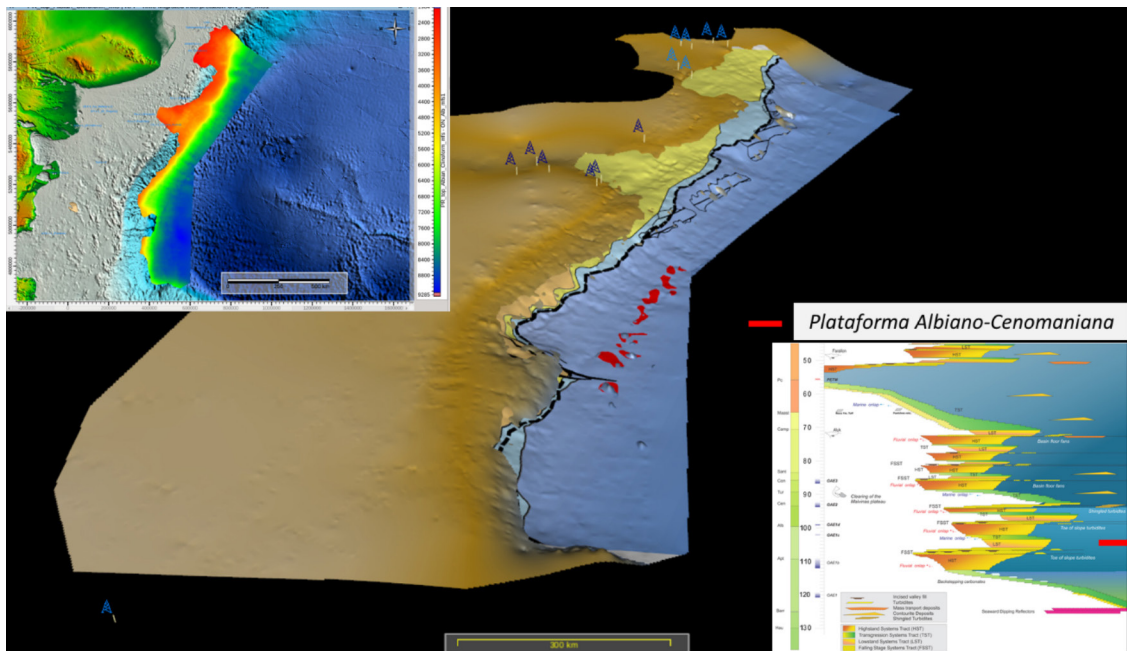


Figura 7. Paleogeografía del ciclo de progradaciones del Albiano-Cenomaniano con una distribución de subfiguras similar a la Figura 4. Corresponde a las condiciones marinas someras durante las cuales se desarrolló un quiebre de talud estratigráfico (línea negra gruesa en la imagen 3D y una plataforma relativamente angosta, sujeta a regresiones forzadas con desarrollo de shelf-edge-deltas.

formación sísmica.

Durante este intervalo, prosiguió la actividad magmática a lo largo de las fisuras que alimentaron a los SDRs principalmente entre la fractura de Malvinas Agulhas y la del Colorado. Esta cadena volcánica ha sido denominada Valentin Feilberg al estar ubicada por debajo de la terraza del mismo nombre (Kress *et al.* 2021). La Figura 8 muestra un bloque diagrama del contexto paleogeográfico, indicando no solamente las condiciones marinas someras, sino también

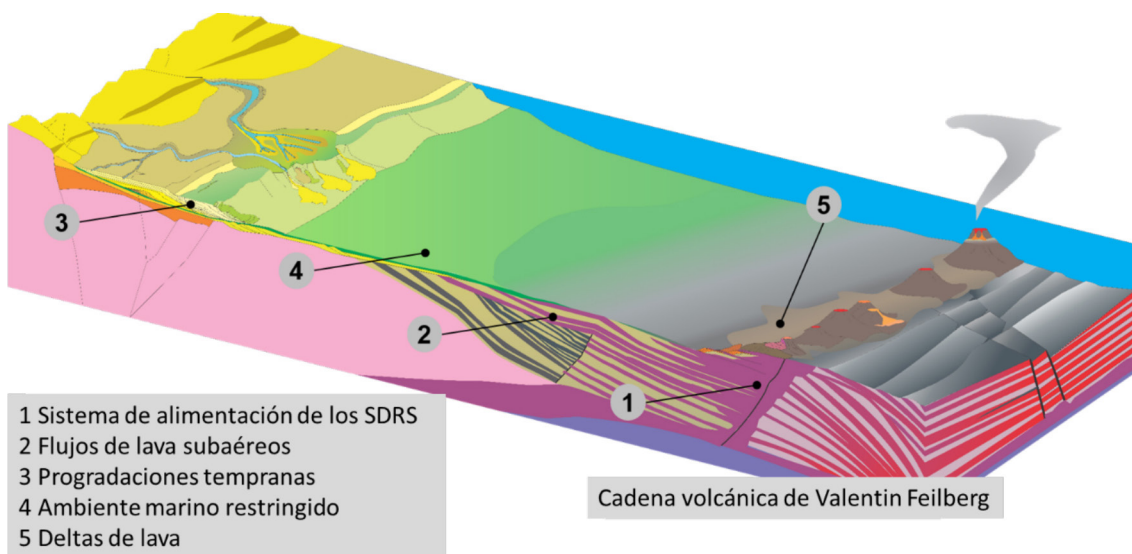


Figura 8. Modelo deposicional para el mar Albiano Cenomaniano. Modificado de Kress *et al.* 2021.

las restricciones impuestas por las cadenas volcánicas aún activas.

Por todo lo precedente, los sistemas deposicionales asociados a este primer estadio marino del Atlántico Sur se caracterizan por sistemas fluviales y deltaicos con una eficiente transferencia de sedimentos hacia el talud estratigráfico y la base de éste. Las condiciones marinas someras con un quiebre de talud estratigráfico relativamente corto, no permiten el desarrollo de cañones submarinos y abanicos turbidíticos de fondo de cuenca, sino sistemas de acople directo con los aportes, dominados por depósitos de flujos granulares y turbiditas de pie de talud y eventualmente deslizamientos, aunque la propia altura del talud no permitiría una acumulación de sedimentos que podrían derivar en flujos de masa.

En muchos sectores del margen, la preservación de esta secuencia se ve comprometida por la discordancia Cenomaniana-Turoniana que se describe en la próxima sección.

PROFUNDIZACIÓN A PARTIR DEL CENOMANIANO SUPERIOR

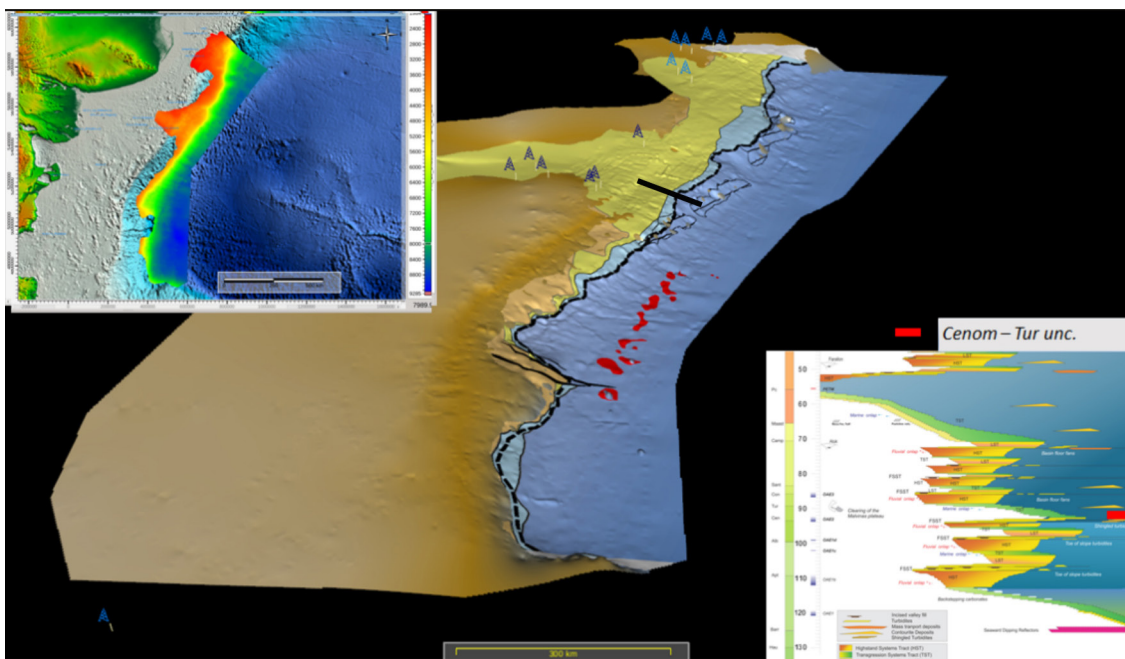
El tope del conjunto de secuencias del sistema deposicional marino somero caracterizado por el desarrollo de un quiebre de talud estratigráfico está truncado por una discordancia que afecta tanto el talud como los *topsets* de la plataforma e incluso erosiona parte de los terrenos altos, responsables de los aportes clásticos. El grado de erosión varía a lo largo del segmento, siendo que es más intenso en las extensiones de los altos de basamento entre las Cuencas del Colorado interior y del Salado y entre Colorado interior y al sur de la cuenca de la zona de fractura del Colorado. En ocasiones llega a truncar la secuencia transgresiva inicial hasta exponer el tope de los SDRs.

La figura 9 muestra esta nueva posición de quiebre de talud, generalizado para intervalos dominados por regresiones forzadas. Estos son los que se relacionan con la exposición de la plataforma, maximizando la transferencia de sedimentos hacia el talud y la planicie abisal.

Este evento erosivo también fue identificado en la Cuenca de Orange en Namibia (Brown *et al.* 1995) y tendría una vinculación directa con la separación definitiva entre la plataforma de Malvinas y el extremo sudoccidental de África. Se propone que este proceso, al conferirle mayores grados de libertad de movimiento a la placa sudamericana, acelera la divergencia entre África y Sudamérica, lo cual resulta en un enfriamiento mayor a la vez que una respuesta flexural de todo el margen.

La flexión contribuye al inicio del desarrollo de un quiebre de talud estructural, una profundización generalizada del ambiente marino, desarrollo de sistemas deposicionales de talud (principalmente cañones, albardones, lóbulos laterales y frontales), presencia de retrabajo por corrientes termohalinas conformando depósitos contorníticos y abisales (abanicos turbidíticos de fondo de cuenca) que evolucionan a un margen pasivo maduro.

Aparentemente, esta flexión no se ve acompañada de una proliferación de flujos gravitacionales



masivos, tal como ocurre en eventos más recientes que se describirán más adelante (discordancia Campaniana-Maastrichtiana, Figs. 10 y 11). Ello puede deberse a que en rigor la disponibilidad de sedimentos en la plataforma no fue importante como para desencadenar flujos masivos o bien la flexión del margen fue gradual generando una masiva superficie erosiva con transferencia de depósitos clásticos a grandes distancias del talud. El intervalo de tiempo durante el cual se desarrolla este sistema deposicional de aguas profundas se extendería del límite Cenomaniano-Turoniano hasta el Campaniano. En los estadios iniciales, se observan patrones sísmicos progradantes que se interpretan como geometrías de tipo *shingling* o sea donde la componente progradante compite o supera la agradación vertical. Para que esto se de en condiciones abisales es necesario que la planicie abisal adquiera un gradiente mayor, interpretado como producto de este basculamiento generalizado, cuyas consecuencias sobre la plataforma y el talud fueron descritas más arriba.

Donde la paleogeografía permite el desarrollo de engolfamientos, durante estadios de inundación y highstand se pueden reconocer intervalos con arenas retrabajadas de plataforma (Facundo Pagan, com. verb.), aunque ello está limitado al único cubo de sismica 3D registrado en la Cuenca del Colorado.

Con posterioridad y una vez ajustado el gradiente batimétrico, en todo el margen se pueden identificar cañones, con poca migración lateral indicativa de (i) estabilidad del sistema de aporte o de dispersión sedimentaria (ii) subsidencia que acompaña la agradación vertical en la planicie abisal.

Los mejores registros de esta secuencia se preservan sobre el alto externo que separa la Cuenca

del Colorado interior de la Cuenca Argentina (Fig. 10). A diferencia de la sección Albiano-Cenomaniana, se pueden diferenciar superficies de máxima inundación que desplazan la línea de costa hacia el continente, aunque en general el quiebre de talud no muestra un desplazamiento importante, sino que su posición paleogeográfica se mantiene aproximadamente constante durante todo el intervalo. En ocasiones, la identificación de relaciones de *offlap* indica intervalos dominados por regresiones forzadas, donde la línea de costa coincide con el quiebre de talud. Estos patrones son los que mejor permiten fijar el límite del ambiente continental o costero, ya que los depósitos de *highstand*, sobre todo en la parte occidental de la plataforma son difíciles de discernir con la información sísmica existente.

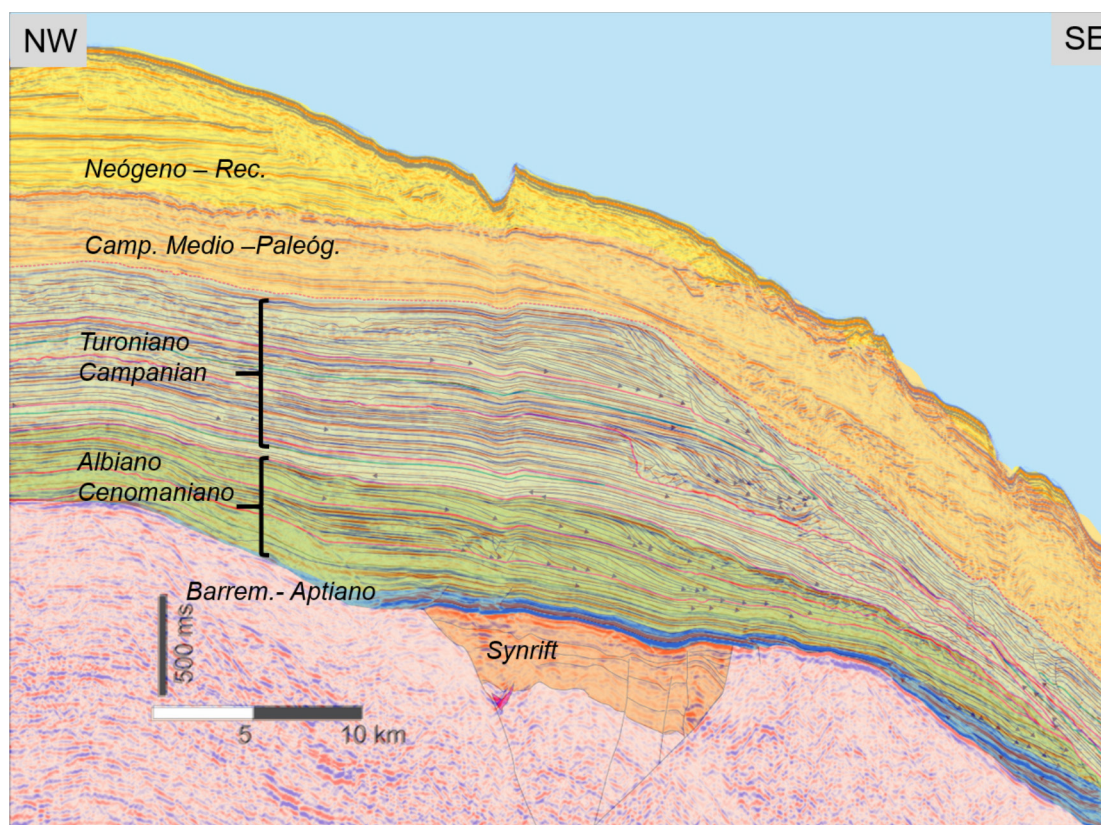


Figura 10. Línea sísmica sobre el Alto Externo que muestra la ciclicidad progradacional del Albiano-Cenomaniano (mar somero, verde oscuro) truncado por la discordancia a partir de la cual se inicia el ciclo Turoniano-Campaniano (mar profundo, verde claro), a su vez truncado por la discordancia Campaniana-Maastrichtiana (modificado de Kress *et al.* 2021).

LA DISCORDANCIA DEL LÍMITE CRETÁCICO-CENOZOICO Y POSTERIOR TRANSGRESIÓN

El sistema deposicional Turoniano-Campaniano se ve alterado por una discordancia de alcance suprarregional, fuertemente diacrónica con edades que varían del Campaniano al Maastrichtiano.

Esta discordancia también fue identificada en el talud y plataforma africana, a pesar de la gran distancia que para estos tiempos separaba a ambas márgenes. Además, se la puede seguir hasta al menos la Cuenca de Espirito Santo en Brasil. El origen de esta es incierto, pero es posible que se vincule con un evento global dejando lugar a todo tipo de especulaciones, incluso en el marco del impacto de los asteroides Chixclub – Shiva.

La discordancia está asociada a una profunda erosión de los topsets continentales y marino-someros, colapso de segmentos enteros de talud y gran cantidad de depósitos de remoción en masa que con su base erosiva llegan a generar surcos en la planicie abisal. Es importante reconocer

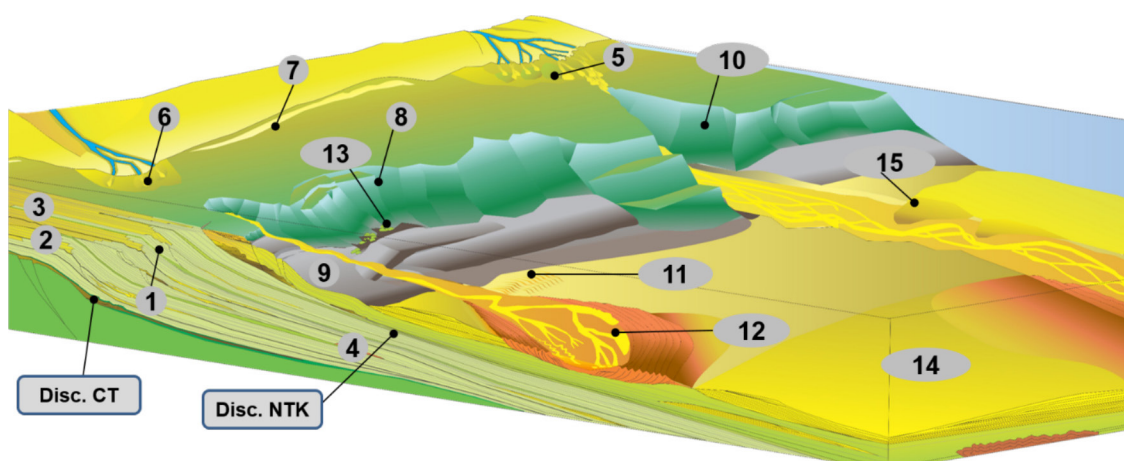


Figura 11. Plataforma Santoniano Campaniana y su colapso a partir del Maastrichtiano. El diagrama muestra el colapso de la plataforma desarrollada durante el Turoniano-Santoniano y su colapso a partir del Maastrichtiano. Las secuencias desarrolladas durante Turoniano-Santoniano se caracterizan por los típicos elementos de un margen dominado por alternancias de regresiones forzadas –normales, transgresiones y elementos de nivel alto. En el talud se reconocen (1) Flujos gravitacionales, que incluyen flujos detríticos, turbiditas densas y diluidas, más abundantes en tiempos de regresiones forzadas (2) que a su vez resultan en el desarrollo de *shelf edge* deltas. Durante estadios de highstand se desarrollan topsets en la plataforma erosionada parcialmente por sucesivas discordancias. Más allá del talud, se registran los abanicos de fondo de cuenca alternando con *bottomsets* (4) producto principalmente de material decantado durante estadios de highstand y en menor medida regresiones normales. En la línea de costa se pueden identificar deltas que se conectan con cañones (5) y deltas desconectados (6). En los deltas desconectados existe un mayor retrabajo y dispersión de las arenas, que también puede dar lugar a barras costeras (7). El colapso del talud durante el Maastrichtiano-Daniano (8) resulta en una desestabilización generalizada y gran disponibilidad de sedimento. Los primeros estadios están caracterizados por deslizamientos gravitacionales (9). La exposición del talud genera cañones por colapso (10). La gran disponibilidad de sedimento pobremente seleccionado genera flujos erosivos detríticos de masa (mass transport deposits o MTDs) que dejan depresiones en el talud inferior y fondo de cuenca. Estas depresiones actúan como colectores para los turbiditas de alta y baja densidad. El derrame por arriba de los albardones genera “*sand waves*” (11) próximos al quiebre de talud, donde comienza la desaceleración de los flujos. Las depresiones que dejan los MTDs a su paso y la morfología positiva que generan durante su último estadio de desaceleración resultan en un endicamiento o *ponding* (12) de los flujos menos densos que siguen su curso por la depresión dejada. Un efecto similar lo produce la topografía resultante del colapso del talud.(13). Con menor energía pero en forma continua actúan las corrientes termohalinas retrabajando las arenas y generando depósitos contorníticos (14). Un relieve remanente por las depresiones dejadas por los MTDs, favorece el establecimiento de vórtices que por procesos de elutriación extraen arena de los cañones y los retrabajan depositándolos lateralmente a los albardones.(15)

que la erosión no solo afecta los sedimentos preexistentes que conforman la plataforma sino contribuye también a la degradación del talud (Fig. 11).

El proceso generalizado de remoción en masa da lugar a una compleja topografía conformada por los depósitos de pie de talud y los surcos dejando en el fondo de la cuenca por la base erosiva

de los depósitos de remoción en masa (“*mass transport deposits*” o MTDs). Esta topografía controla a la distribución de los sedimentos relacionados con flujos más diluidos, tanto turbiditas de alta como de baja densidad. En el talud y en la base de este el relieve se acumulan depósitos de tipo “*ponded*”, con importantes espesores de arena por restricciones impuestas en la dirección del flujo. Estos cuerpos se pueden identificar por fuertes amplitudes, por arriba de una superficie erosiva con gran variabilidad local. Por otro lado, los surcos generados por los MTDs son colectores de flujos turbidíticos a la vez que confinan lateralmente a sus depósitos. Estas irregularidades del fondo marino alteran a las corrientes termohalinas que generan vórtices locales que eliminan los materiales más finos y generan láminas de arenas limpias dentro o en los bordes de estos surcos.

En la medida en que asciende nuevamente el nivel de base se inunda la plataforma y se desplaza la línea de costa hacia el continente. Sin embargo, la profundización del talud, por incremento de presión poral sigue generando colapsos parciales, tal como se puede observar en la Cuenca Argentina al este del Alto externo del Colorado y en la parte externa de la Cuenca del Salado-Punta del Este que afectan incluso a la cuña transgresiva que se cubre en *onlap* a los depósitos de remoción en masa anteriores. En la medida en que la plataforma se ensancha y se profundiza la mayoría de los sedimentos clásticos quedan entrampados próximos a la costa. Durante los primeros estadios, por arriba del nivel de base de tormentas, los clásticos son retrabajados quedando los finos suspendidos y derivados por corrientes de plataforma hacia el talud. Ante el retroceso de la línea de costa, amplias zonas de plataforma quedan en condiciones hambrientas con incremento relativo de materia orgánica (microfósiles, principalmente restos

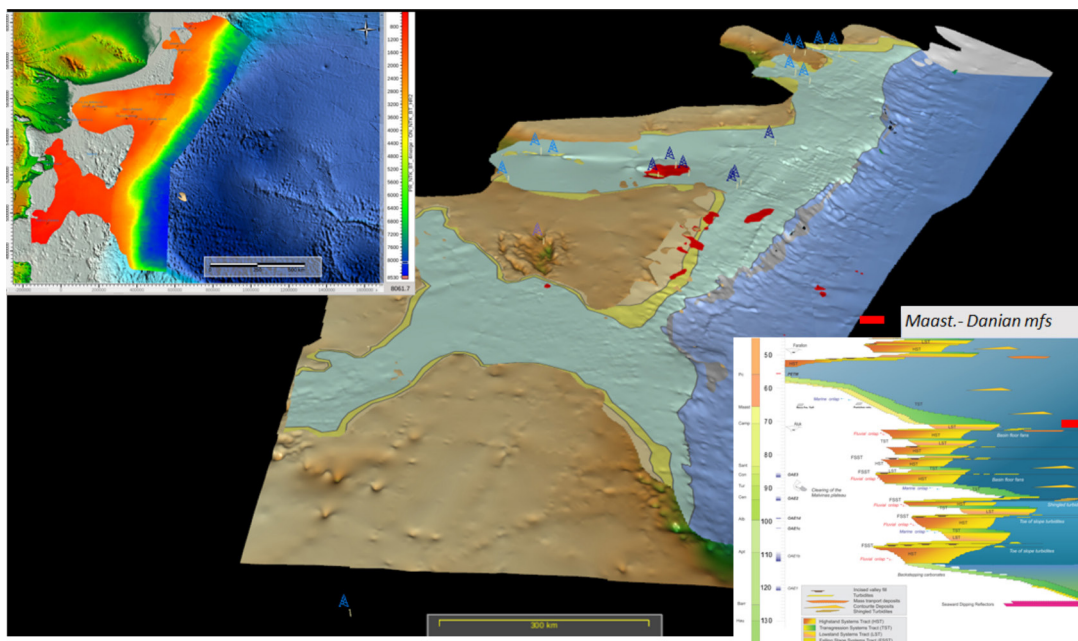


Figura 12. Reconstrucción Paleogeográfica que muestra la discordancia marcadamente diacrónica Campaniana-Maastrichtiana, seguida de la inundación Maastrichtiana-Daniana. Luego del colapso del talud se produce una transgresión que conecta al Atlántico con las Cuencas Andinas. Los polígonos rojos corresponden a magmatismo sincrónico con este evento. Ver texto para más detalles.

de foraminíferos planctónicos.

Durante el Campaniano se produce un evento magmático de intraplaca, cuyo origen aún es objeto de diversas teorías (Lovecchio *et al.* 2020). Estas rocas volcánicas fueron perforadas en los pozos Puelches x-1 y Ranquel x-1 (Fig. 1), pero por interpretación sísmica su distribución areal parece ser mayor (Fig. 12).

El alcance de esta transgresión marca el primer registro marino atlántico en la Cuenca Neuquina e inunda, a través de un área deprimida de la Cuenca de Valdés y la Cuenca del Golfo San Jorge. Sin embargo, en el ámbito de la plataforma permanecen expuestas los altos que separan las diferentes cuencas en estadio de sag. Estas zonas elevadas comprenden parte de la continuación offshore del Alto de Tandilia al sur de la cuenca de Salado Punta del Este, el Alto de Río Negro que separa la Cuenca interior del Colorado de los *rifts* de Rawson y Valdés, y parte del Macizo del Deseado, al este y sudeste de la cuenca del Golfo San Jorge. La inundación marina de toda la plataforma ocurre recién durante el Mioceno Medio, concomitantemente con el basculamiento de toda la plataforma, quizás como consecuencia distante del climax del levantamiento Andino.

CONCLUSIONES

La evolución del margen atlántico argentino, al norte de la zona de fractura de Agulhas-Malvinas, que marca el borde boreal de la plataforma de Malvinas corresponde a un típico margen volcánico divergente. La preservación de los procesos extensionales previos debajo de la plataforma en las Cuencas del Salado, del Colorado, Rawson-Valdés y Malvinas Norte, indica una clara diferenciación entre procesos de *rift* y sag, del estiramiento cortical que dio lugar finalmente a la apertura del Atlántico Sur.

Luego de la propagación de la ruptura entre África y el bloque India, Antártida y Australia, se acomodó el desplazamiento relativo a lo largo de la falla de Agulhas-Malvinas. Un modelo posible para explicar la ruptura posterior podría partir de los siguientes conceptos. Siguiendo el polo de Euler establecido en la paleoposición del Macizo del Deseado durante todo el proceso de ruptura anterior, la deformación rotacional comenzó a disiparse a lo largo de un segmento paralelo a los círculos máximos de ese polo. Esto produjo una serie de desgarres y una rotación del polo de Euler en unos 90° aproximadamente, posicionándose el mismo finalmente en el norte de Brasil.

De este modo, la apertura de lo que luego sería el Atlántico Sur, se inició al norte de la plataforma de Malvinas inicialmente con un atenuamiento cortical y eventualmente con la exhumación del manto a través de las ramificaciones de la zona de fractura de Agulhas-Malvinas. Éstas se deflexionan hacia el norte, conformando la transición a las fisuras a lo largo de las cuales comenzó a ascender el magma. La masiva efusión paralela a la futura zona de transición entre

corteza continental y oceánica que dio lugar a los SDRs ocurrió en forma subaérea. En todos los segmentos, el gran espesor acumulado de lava solo se puede explicar mediante una elevada tasa de subsidencia concomitante con una respuesta localmente muy plástica (mínima rigidez flexural) de la corteza atenuada, posiblemente relacionada con una anomalía térmica localizada.

La propagación desde el sur ocurrió en etapas cuyo registro son las zonas de fractura que desplazan lateralmente al sistema de fisuras responsables del ascenso magmático. En cada zona de fractura se produce la acomodación rotacional a través de fallas transcurrentes con componentes transtensivas y transtensionales antes de proseguir su propagación hacia el norte. El grado de atenuamiento y su posterior enfriamiento generó zonas de circulación oceánica restringida que podrían ser lugares propicios para la acumulación de materia orgánica

En la medida en que prosigue la subsidencia generalizada del margen se inundan los SDRs y la corteza continental adyacente. Este proceso transgresivo generalizado incluye ciclos progradantes de mayor frecuencia, que generan orlas costeras, o, ante la disminución de aportes clásticos, permite el emplazamiento de fábricas de carbonatos retrogradantes.

Una vez que disminuyó la tasa de acomodación, durante el Albiano-Cenomaniano se generan durante el *highstand* subsecuente, las primeras progradaciones con el desarrollo de una plataforma relativamente estrecha en la mayor parte del margen, emplazados sobre una rampa de poco gradiente. Dentro de estas clinoformas se reconocen ciclos de regresión normal y forzada, indicando, sobre todo en estos últimos una eficiente transferencia de sedimentos más allá del talud. Sin embargo, la altura de las clinoformas indicaría condiciones marinas relativamente someras (250-300 m de profundidad de agua). Esto genera una eficiente transferencia de sedimentos desde la plataforma o, alternadamente, a través de los valles incisos, hacia el talud, pero las dimensiones propias del talud impiden la formación de grandes cañones. En lugar de ello el talud y su parte basal está dominado por depósitos de flujos granulares y abanicos de pie talud.

El límite Cenomaniano Turoniano está marcado por un importante cambio referido a un ajuste entre las placas sudamericana, Aluk, Farallones y Africana. Luego de una discordancia que erosiona gran parte de la sección precedente, el margen sufre una flexión estructural, que lleva al desarrollo posterior de clinoformas incrementadas por componente estructural. En este contexto comienzan a generarse depósitos de talud marcados por acumulación de albardones y cañones submarinos, con transferencia de sedimentos hacia abanicos de fondo de cuenca en la planicie abisal. La geometría del talud con su componente estructural favoreció el emplazamiento de corrientes termohalinas, que contribuyeron al retrabajo del material clástico proveniente de la plataforma.

En el margen continental argentino, el intervalo de tiempo que rodea al límite Cretácico-Terciario fue escenario de profundos cambios en un escenario de cataclismos globales. Si bien las causas en el área referida son aún objeto de discusión, lo que se observa es una profunda degradación y colapso del talud preexistente, construido durante el Turoniano-Campaniano,

seguida de una amplia transgresión. El colapso y remoción en masa generó condiciones de un *play* particular, con “*ponding*” de turbiditas por la topografía resultante del colapso y generación de surcos confinantes para los sistemas turbidíticos que se expanden hacia la planicie abisal.

El impacto que tuvieron estos cambios sobre los sistemas de dispersión sedimentaria durante el Cretácico Superior es clave para la proposición y análisis de los *plays* exploratorios en el contexto de posibles acumulaciones de hidrocarburos, con procesos análogos que controlarían los recientes descubrimientos en el margen conjugado en aguas profundas de Namibia y Sudáfrica.

En síntesis, este trabajo resume los resultados de un mapeo regional que integra a la plataforma continental con el talud y planicie abisal adyacente. El mismo define mediante la comprensión de patrones de apilamiento, los cambios en los sistemas deposicionales representados a través de esquemas paleogeográficos para intervalos claves y los tipos de *plays* prospectivos en el contexto evolutivo del margen argentino. Contribuyó finalmente a la definición del *play* análisis preliminar a partir del cual se desarrollaron en la empresa las estrategias exploratorias que permitieron el screening y participación en la licitación de bloques durante la Ronda I de Exploración del *Offshore* Argentino en 2018.

AGRADECIMIENTOS

Se agradece a la Gerencia de Exploración de YPF la autorización de la publicación de este trabajo, y al grupo Offshore, incluyendo a los colegas de la empresa Equinor, el intercambio continuo de ideas sobre proyectos conjuntos en el Offshore Norte Argentino. Queremos agradecer además a los revisores Eduardo Figari y Luis Rébora por los comentarios y sugerencias durante el proceso de edición.

REFERENCIAS

- Bauer, K., Neben, S., Schreckenberger, B., Emmertmann, R., Hinz, K., Fechner, N., Gohl, K., Schulze, A., Trumbull, R., Weber, K., 2000. Deep structure of the Namibia continental margin as derived from integrated geophysical studies, *Journal of Geophysical Research*, 105(B11):25829-25854, <http://dx.doi.org/10.1029/2000JB900227>
- Brown, L.F., Benson, J.M., Brink, G.J., Doherty, S., Jollands, A., Jungslager, E.H.A., Keenan, J.H.G., Muntingh, A., and van Wyk, N.J.S. 1995. Sequence Stratigraphy in Offshore South African Divergent Basins: An Atlas on Exploration for Cretaceous Lowstand Traps by Soekor (Pty) Ltd, AAPG Studies in Geology 41, pp 184
- Franke, D. S. Neben, S. Ladage, B. Schreckenberger, K. Hinz, 2007. Margin segmentation and volcanotectonic architecture along the volcanic margin off Argentina/Uruguay, *South Atlantic, Marine Geology.*, 244(1-4), 46-67, <http://dx.doi.org/10.1016/j.margeo.2007.06.009>.
- Franke, D., S. Ladage, M. Schnabel, B. Schreckenberger, C. Reichert, K. Hinz, M. Paterlini, J. de Abel-

- leyra, and M. Siciliano, 2010. Birth of a volcanic margin off Argentina, South Atlantic, *Geochem. Geophys. Geosyst.*, 11, Q0AB04, <https://doi.org/10.1029/2009GC002715>
- Franke, D., 2012. Rifting, lithosphere *breakup* and volcanism: Comparison of magma-poor and volcanic rifted margins; *Marine and Petroleum Geology*, 43, 63-87, <https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2012.11.003>
- Gaucher, C, Frimmel, H.E, Germs, J.B. 2009. Tectonic events and paleogeographic evolution of southwestern Gondwana in the Neoproterozoic and Cambrian, en Gaucher, C., Sial A.N., Halverson, G.P., Frimmel, H.E., (Eds) *Neoproterozoic Cambrian Tectonics, Global Change and Evolution: a focus on southwestern Gondwana, Developments in Precambrian Geology*, 16 Elsevier, pp 295-316
- González, P.D., Naipauer, M., Sato, A.M., Varela, R., Basei, M.A.S, Cabana, M.C., Vlach, S.R.F., Arce, M., Parada, M., 2020. Early Paleozoic structural and metamorphic evolution of the Transpatagonian Orogen related to Gondwana Assembly, *International Journal of Earth Sciences*, <https://doi.org/10.1007/s00531-020-01939-0>
- Helland-Hansen, W., Steel, R.J., Sømme, T.O. 2012. Shelf Genesis Revisited, *Journal of Sedimentary Research*, v 82, p 133-148
- Hinz, K., Neben, S., Schreckenberger, B., Roeser, H.A., Block, M., Goncalves de Souza, K., Meyer, H., 1999. The Argentine continental margin north of 48°S: sedimentary successions, volcanic activity during *breakup*, *Marine and Petroleum Geology*, Volume 16,1: 1-25, [http://dx.doi.org/10.1016/S0264-8172\(98\)00060-9](http://dx.doi.org/10.1016/S0264-8172(98)00060-9)
- Jones, D.J.R., McCarthy, D.J, Dodd, T.J.H., 2019. Tectonostratigraphy and the petroleum systems in the Northern sector of the North Falkland Basin, South Atlantic, *Marine and Petroleum Geology*, 103:150-163, <https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2019.02.020>
- Koopmann, H., Franke, D., Schreckenberger, B., Schulz, H., Hartwig, A., Stollhofen, H., Di Primio, R. 2014a. Segmentation and volcano-tectonic characteristics along the SW African continental margin, South Atlantic, as derived from multichannel seismic and potential field data, *Marine and Petroleum Geology* 50: 22-39, <http://dx.doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2013.10.016>
- Kress, P. Catuneanu, O., Gerster, R., and Bolatti, N. 2021. Tectonic and Stratigraphic evolution of Cretaceous Western South Atlantic, *Journal of Marine and Petroleum Geology*, <https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2021.105197>
- Kress, P, Silio, O., Rojas Vera, E., y Späth, F., 2021. The Rawson *rift* system: pre-*breakup* extensional tectonics underneath the Argentine Shelf, GSL Energy Group, *Petroleum Geology of the South Atlantic, Abstracts with Programs*, The Geological Society, London.
- Kress, P., Silio, O., Rojas Vera E., Späth, F. y Bolatti N., 2022a. Reinterpretación estructural de la faja extensional de Rawson Valdés, XXI Congreso Geológico Argentino, Puerto Madryn, Resúmenes expandidos, p 113-114.
- Kress, P., Rojas Vera, E., y Späth, F.G., 2022b. The Argentine Basin and the earliest record of post-*breakup* tectonics and stratigraphy of the SW South Atlantic, AAPG ICE 2002 Abstracts with Programs, Cartagena.
- Lovecchio, J.P., P. Kress, E. Rodriguez, G. Flores, R. Gerster, N. Bolatti, S. Rohais, V. Ramos 2017. Caracterización del campo volcánico Campaniano-Paleoceno de la Cuenca del Colorado,

- Plataforma Continental Argentina, XX Congreso Geológico Argentino, p 74-90
- Lovecchio, J.P., Rohais, S., Joseph, p., Bolatti, N.D., Ramos, V.A., 2020. Mesozoic rifting evolution of SW Gondwana: a poliphased subduction-related history responsible for basin formation along the Argentinean Atlantic margin, *Earth Science reviews*, 203, 103138 <https://doi.org/10.1016/j.earthscirev.2020.103138>
- McDermott, C., Lonergan, L., Collier, J.S., McDermott, K.G., Bellingham, P., 2018. Characterization of Seaward-Dipping Reflectors Along the South American Atlantic Margin and Implications for Continental *Breakup*, *Tectonics*, 37, 9, 3303-3327 <https://doi.org/10.1029/2017TC004923>
- Mc Millan, I.K., Brink, G.J., Broad, G.S., Maier, J.J., 1997. Late Mesozoic Sedimentary Basins off the South Coast of South Africa, in R.C. Selley (Ed), *African Basins, Sedimentary Basins of the World*, 3, p 319-376, Elsevier
- Mc Millan, I.K. 2003. Foraminiferally defined biostratigraphic episodes and sedimentation patterns of the Cretaceous drift succession (Early Barremian to Late Maastrichtian) in seven basins on the South African and southern Namibian continental margin, *South African Journal of Science*, 99, 537-576
- Menzies, M.A., Klemperer, S.L., Ebinger, C.J., and Baker, J., 2002. Characteristics of volcanic rifted margins, in Menzies, M.A., Klemperer, S.L., Ebinger, C.J., and Baker, J., eds., *Volcanic Rifted Margins: Boulder, Colorado*, Geological Society of America Special Paper 362, p. 1-14.
- Quirk, D.G., Shakerley, A., Howe, M.J., 2014. A mechanism for construction of volcanic rifted margins during continental *breakup*. *Geology* 42: 1079-1082. <http://dx.doi.org/10.1130/G35974>
- Ramos, V.A. 2008. Patagonia: A Paleozoic continent adrift?, *Journal of South American Earth Sciences*, Volume 26, 3: 235-251, <http://dx.doi.org/10.1016/j.jsames.2008.06.002>.
- Reeves, C. V., Teasdale, J.P., Mahanjane, E.S. 2016. Insight into the Eastern Margin of Africa from a new tectonic model of the Indian Ocean, in Nemcok, M., Rybar, S., Sinha, S. T., Hermeston, S. A and Ledvenyi, L. (eds) *Transform Margins: Development, Controls and Petroleum Systems*. Geological Society, London, Special Publications, 431, <http://doi.org/10.1144/SP431.12>
- Seton, M., Whittaker, P. Wessel, R. D. Müller, C. DeMets, S. Merkouriev, S. Cande, C. Gaina, G. Eagles, R. Granot, J. Stock, N. Wright, S. Williams, 2014, *Community infrastructure and repository for marine magnetic identifications*, *Geochem. Geophys. Geosyst.*, 15, 1629- 1641, doi: 10.1002/2013GC005176, online accessed 2020 via <http://www.soest.hawaii.edu/PT/GS-FML/ML/index.html>
- Szatmari, P., Milani, E.J., 2016. Tectonic control of the oil-rich large igneous-carbonate-salt province of the South Atlantic rift, *Marine and Petroleum Geology*, 77, p. 567-596, <https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2016.06.004>.
- Tugend, J., Gillard, M., Manatschal, G., Nirrengarten, M., Harkin, C., Epn, M-E, Sauter, D., Autin, J., Kusznir, N., and K. McDermott 2018. Reappraisal of the magma-rich versus magma-poor rifted margin archetypes, *Geological Society, Special Publications*, 476, <https://doi.org/10.1144/SP476.9>

