

10º Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos
Sesiones Generales: "Energía y Sociedad, aliados inseparables"

FRENTES DELTAICOS, CAÑONES Y TURBIDITAS EN EL GRUPO CUYO. DEFINICIÓN DE PLAYS A PARTIR DE UN MODELO SISMOESTRATIGRÁFICO REGIONAL Y AFLORAMIENTOS ANÁLOGOS

**María Laura Loss¹, Walter Brinkworth¹, Griselda Vocaturo¹, Daniel Sánchez¹,
Enrique Matías Mortaloni¹, Cornel Olariu², Ronald Steel²**

1: YPF S.A., maria.loss@ypf.com, walter.brinkworth@ypf.com, griselda.vocaturo@ypf.com,
daniel.sanchez@ypf.com, enrique.m.mortaloni@ypf.com

2: Texas University at Austin, cornelo@jsg.utexas.edu, rsteel@jsg.utexas.edu

Palabras clave: **Grupo Cuyo, Clinoformas, Plays Estratigráficos**

ABSTRACT

Shelf Edge Deltas, Canyon Systems & Turbidites in the Cuyo group: Plays definition from Regional Seismostratigraphic Interpretation with support of analogous outcrops.

The aim of this study is to identify the exploration potential in shelf edge deltas and deep marine facies where truncation and lateral variations may create significant stratigraphic traps.

A regional interpretation of a wide subsurface database allowed the definition of ten prograding seismic sequences with unique characteristics of progradation direction, supply areas and accommodation rates. A single cycle comprises the stacking of clinoforms each one exhibiting three environmental segments: shelf, slope and basin floor. Coeval outcrops studies show that this geometrical division is coincident with a tripartite lithology partitioning with sandy basin floor, muddy slope and sandy shoreline-shelf-alluvial deposits. This facies division represents a powerful tool to populate the geometries identified at seismic scale.

3D Seismic interpretation allowed the recognition of the three environmental compartments and mapping of the different shelf edge positions through time. The stratigraphic framework coupled with seismic geomorphology led to the identification and mapping of canyons systems in the shelf margin that evolved downslope into basin floor fans.

Paleoenvironmental interpretation and facies population was built with support of outcrop analogs located in the western margin of Neuquén Basin. In the Jardinera area there is time and dimension equivalent clinoform geometries that allow facies model extrapolation. The combination of new seismic and outcrop data now allows the first high-resolution reconstruction of individual shelf-slope-fan system clinoforms of the Cuyo Group, over an along-shelf (strike) distance of some 150km.

Clinofms from outcrops exhibit the following facies associations: deltaic and fluvial facies in the Shelf, Shelf edge Deltas and Channel Belt Systems at Shelf Margin positions, muddy sediments punctuated by coarse grained channel deposits in the Deepwater Slope and thick fans in the Basin Floor environment.

This information was used in combination with analogous well data. Deltas reaching the shelf edge and turbiditic fans with encouraging petrophysical properties were identified and correlated with seismic interpretation.

Three stratigraphic plays were identified for the first time in the Cuyo Gr with encouraging lithologies and thickness according to the analogous data: Delta Front Sands at the shelf edge, Incised Channels Fill at the shelf edge and upper slope, Fan Complexes at the basin floor.

INTRODUCCIÓN

El Grupo Cuyo constituye el relleno inicial de la Cuenca Neuquina, conformada como un ámbito de tras-arco para el Jurásico Inferior a Medio. Los primeros estudios regionales realizados por Gulisano *et al.* (1984) y Legarreta y Gulisano (1989) en los afloramientos situados al oeste de la Cuenca Neuquina mostraron que la estratigrafía del grupo Cuyo no es layer-cake y que en realidad la Cuenca fue rellenándose por la progradación de cuñas clásticas hacia el centro de cuenca que se iniciaron como depósitos fluviales (Formación Challacó), progresaron como depósitos marino litorales y de plataforma (Formación Lajas) y continuaron hacia la cuenca como depósitos pelíticos de talud, frecuentemente culminando con depósitos de abanicos submarinos (Fm. Los Molles). Estos autores identificaron 7 ciclos de depositación sobre la base de datación bioestratigráfica que definieron como “secuencias depositacionales” de geometría sigmoidal limitados por discordancias. Zavala (1993) realiza un estudio paleo ambiental y estratigráfico en las áreas de Lohan Mahuida, Sierra Cachaico, Cerro Lotena y Cerro Granito llegando a un esquema de 4 secuencias depositacionales. A estos trabajos pioneros siguieron los de Vergani *et al.* (1995), Gulisano & G. Pleimling (1995) y Legarreta & Uliana (1996) que generan los primeros mapas paleogeográficos para el Jurásico inferior. Limeres (1992, 1996, 2011) identifica 5 secuencias depositacionales integrando secciones sísmicas, pozos y afloramientos en el entorno de la dorsal de Huincul. Gomez Omil *et al.* (2002) también definieron 4 secuencias principales desde el Pliensbaquiano hasta el Calloviano inferior, considerando información de subsuelo en los yacimientos de la Dorsal de Huincul. Arregui (2011) efectúa una excelente síntesis del Grupo Cuyo con la definición de 5 unidades cronoestratigráficas cuyos límites coinciden parcialmente con los que se presentan en este trabajo. Todos los estudios previos mencionados sobre el Grupo Cuyo presentan evidencias claras que las líneas tiempo que

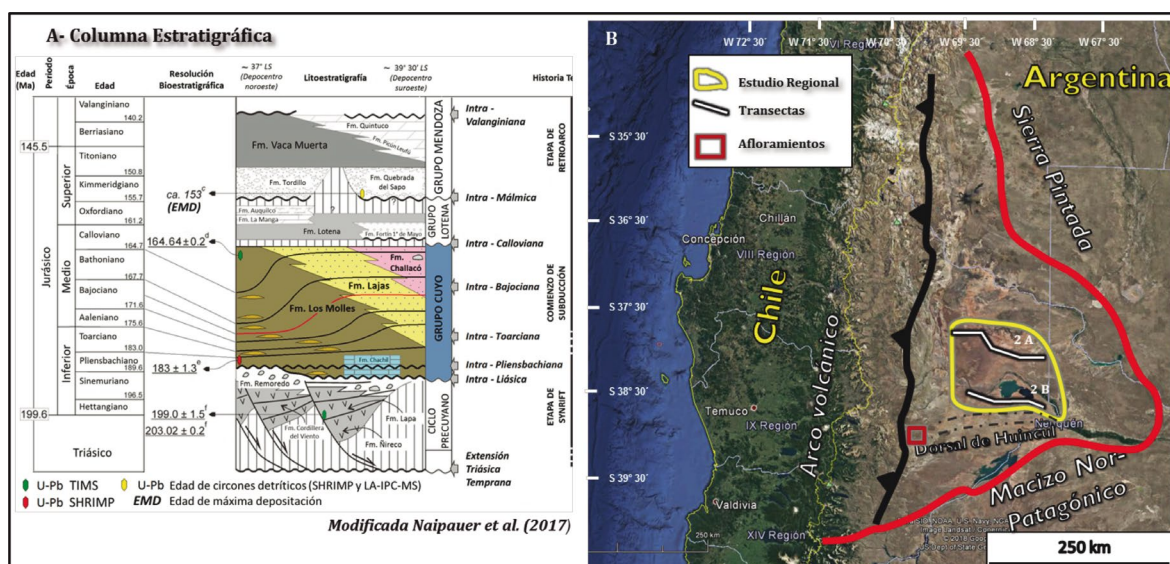


Figura 1. A) Posición estratigráfica del Grupo Cuyo. B) Ubicación de la Zona de Estudio, transectas y afloramientos utilizados

cruzan la litoestratigrafía son en realidad clinoformas (Fig. 1 A) y que las formaciones Lajas y Los Molles son diacrónicas (Steel *et al.* 2017).

Modelo Sismoestratigráfico Regional

La arquitectura clinoformal del relleno del Grupo Cuyo luego fue confirmada por interpretación sísmica 3D como puede apreciarse en los trabajos recientes de Kim *et al.* (2014), Gomez Omil *et al.* (2017) y Brinkworth *et al.* (2017). En este último trabajo en particular, llevado a cabo sobre una extensa base de datos de sísmica 3D que cubre prácticamente toda la cuenca Neuquina (Fig. 1 B), se definieron 10 ciclos sismoestratigráficos que fueron calibrados con datos bioestratigráficos y de circones. Cada ciclo o unidad sísmica está constituido por el apilamiento concordante de clinoformas que exhiben una clara morfología topset-foreset-bottomset (Loss *et al.*, 2018), que representan los ambientes de plataforma, talud y fondo de cuenca respectivamente.

Dos secciones sísmicas al Norte y Sur del Engolfamiento Neuquino (Figs. 1 B, 2 A y 2 B) muestran la evolución temporal del relleno sedimentario a través de la migración de clinoformas hacia el centro de cuenca con la consecuente ampliación del ancho de la plataforma y superposición de facies proximales sobre distales.

A partir del Ciclo VII (Aaleniano- Bajociano Temprano) se genera un importante cambio paleogeográfico en la cuenca y los quiebres de plataforma migran hacia el oeste con una trayectoria horizontal (Fig. 2 A y B) debido a un descenso relativo del nivel del mar. El mismo tiene un impacto mayor en el depocentro sur (Fig. 2 B) con la formación de una cuña de mar bajo y migración de sedimentos hacia la cuenca profunda como lóbulos turbidíticos (Brinkworth *et al.* en prensa).

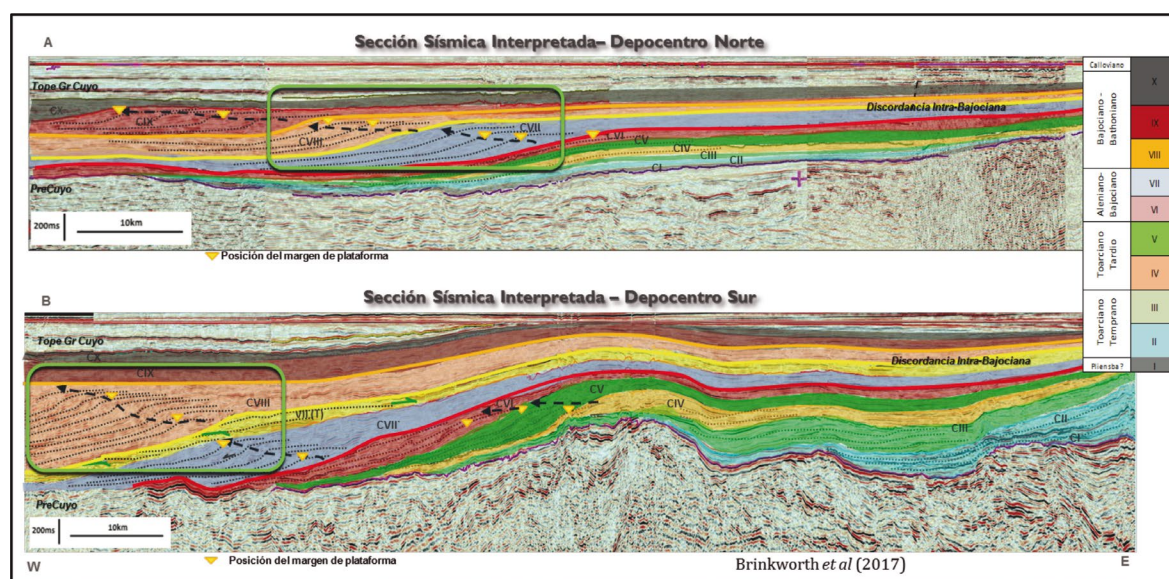


Figura 2. A) Sección sísmica al norte del Engolfamiento Neuquino B) Sección sísmica al sur del Engolfamiento Neuquino (Brinkworth *et al.* 2017). Los recuadros indican los intervalos temporales analizados en este trabajo.

A partir del Bajociano Tardío (Ciclo VIII) en ambas zonas es apreciable un cambio drástico en el espacio de acomodación y tasa de sedimentación, con una abrupta migración de los sistemas depositacionales hacia el centro de cuenca (Fig. 2 A y B). Debido al descenso del nivel de base y desajuste de los perfiles de equilibrio, este evento, conocido como Discordancia Intra- Bajociana (Limeres 1996, Zavala 1993, Brinkworth *et al.* 2017), desencadena el desarrollo de profundas incisiones en la plataforma y espesos lóbulos turbidíticos hacia el fondo de cuenca.

Relación entre magnitud de las clinoformas y distribución de facies

La geometría sigmoidal de clinoformas es característica de estructuras sedimentarias de pequeña escala como óndulas hasta sistemas depositacionales como deltas, pero este trabajo estará focalizado en los márgenes de cuenca donde las clinoformas construyen prismas sedimentarios de gran escala (Helland-Hansen *et al.* 2012) o márgenes pasivos.

La distinción entre clinoformas de quiebre de plataforma y clinoformas deltaicas resulta esencial para el entendimiento y predicción de la distribución de facies. Las clinoformas de márgenes de cuenca (Fig. 3 A) son construidas a partir del balance a largo plazo entre la acomodación, el bypass sedimentario y la gradual progradación del margen frontal de esta plataforma hacia la cuenca (Porebski & Steel 2003). La altura de las clinoformas es equivalente al talud de la cuenca (más de 200 m) que conecta el margen de plataforma con el fondo marino. Las dimensiones de las clinoformas del Grupo Cuyo a partir de la interpretación sísmica oscilan entre 200 y 700 m por lo que representan el quiebre de la plataforma e inicio del talud continental para cada intervalo de tiempo.

Los márgenes de cuenca suelen estar constituidos por material fino, sobre todo en estadios transgresivos o de nivel del mar alto temprano, cuando gran parte de la sedimentación es retenida en la plataforma proximal. Sin embargo, en épocas de progradaciones rápidas dadas por caídas del nivel del mar, intenso aporte o ambas, los sistemas deltaicos pueden progradar hasta el quiebre de plataforma. En este punto, hay coincidencia entre el talud deltaico y el continental (Porebski & Steel, 2003) y se habla de deltas de margen de plataforma. Salvo en esta situación, las clinoformas deltaicas (Fig. 3 B) de pequeña escala (decenas de m) nunca deberían confundirse con las de quiebre de plataforma (centenas de metros).

Los deltas de quiebre de plataforma tienden a formar cuñas arenosas elongadas en la dirección del rumbo que incrementan su espesor hacia la cuenca alcanzando un máximo (50-200 m) en el quiebre de plataforma. Su espesor disminuye hacia el talud medio-inferior y en dirección al continente por pasaje lateral a facies de planicie deltaica (Porebski & Steel 2003).

Los deltas de quiebre de plataforma pueden constituir excelentes trampas estratigráficas. Durante eventos transgresivos estos depósitos migran hacia el continente formando cuñas de material grueso, normalmente truncados por superficies transgresivas de ravinement y finalmente cubiertas por sedimentos finos de plataforma externa y cuenca (de Almeida Junior, en prensa). Por

otra parte, la presencia de deltas de margen de plataforma resulta un elemento diagnóstico para la predicción de abanicos o lóbulos turbidíticos en los segmentos distales de las clinoformas. El fondo de cuenca puede presentar depósitos arenosos cuando el aporte de sedimentos se localiza sobre o en las cercanías del quiebre de plataforma (Johannessen & Steel 2005).

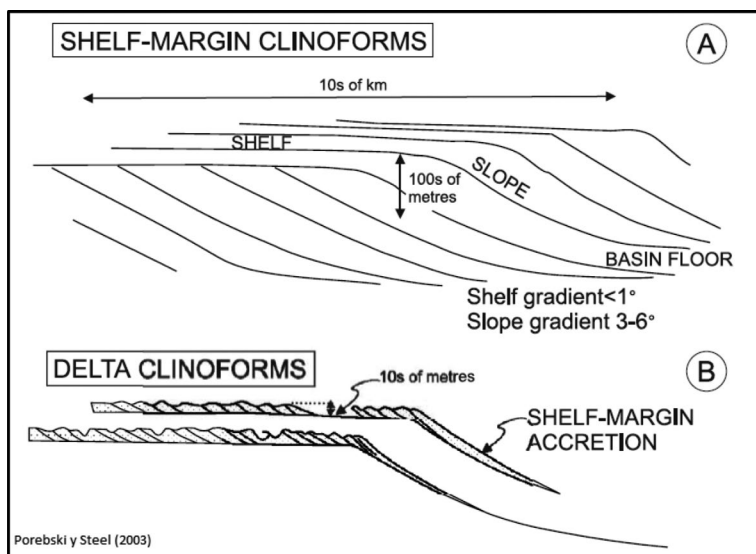


Figura 3. A) Clinoformas de margen de plataforma B) Clinoformas deltaicas en relación con clinoformas de margen de plataforma (Porebski & Steel 2003)

Descripción de afloramientos utilizados

El área de Arroyo La Jardinera, ubicada 97 km al SW de la ciudad de Zapala, constituye una exposición 3D excepcional del Grupo Cuyo que permite recorrer los afloramientos 10 km en la dirección del rumbo y 20 km en la dirección de inclinación de las clinoformas (Fig. 4 A).

Los primeros estudios en el área, realizados por Gulisano y Gutierrez Pleimig (1995), describen depósitos turbidíticos intercalados con pelitas marinas de edad Pliensbaquiano-Bajociano Inferior (Formación Los Molles) que culminan con niveles arenosos de plataforma asignados a la Formación Lajas. Posteriormente, Paim *et al.* (2008, 2010), adoptan un esquema cronoestratigráfico similar, definiendo 7 secuencias depositacionales de 3er orden para el Grupo Cuyo en el área. Estos autores proponen un modelo conceptual para explicar el transporte de sedimentos de grano grueso desde la plataforma y su posterior deposición en los segmentos de talud y cuenca como lóbulos turbidíticos.

Los trabajos de detalle realizados por Vann (2013), Tudor (2014) y Steel *et al.* (2017) en el área permitieron:

- el reconocimiento de clinoformas de gran escala, 200-400 m de altura y 2 a 4° de inclinación que permite conectar temporalmente los segmentos de plataforma, talud y cuenca y sus depósitos asociados (Figs. 4 A y 5).

- el reconocimiento de la naturaleza tripartita del sistema deposicional con arenas en el fondo de cuenca, taludes pelíticos y plataformas nuevamente arenosas (Fig. 4 B), división característica en la mayoría de los rellenos de cuenca mediante geometrías clinoformes.

-datación en facies de frentes deltaicos que arrojó edades Bajociano Tardío, permitiendo la correlación temporal con las secuencias sísmicas (Fig. 6).

- la identificación de sedimentos gruesos con conglomerados desde la plataforma hasta el fondo de cuenca en ocasiones, formando incisiones en el quiebre de plataforma y lentes de material grueso que se extienden dentro de los depósitos pelíticos de talud.

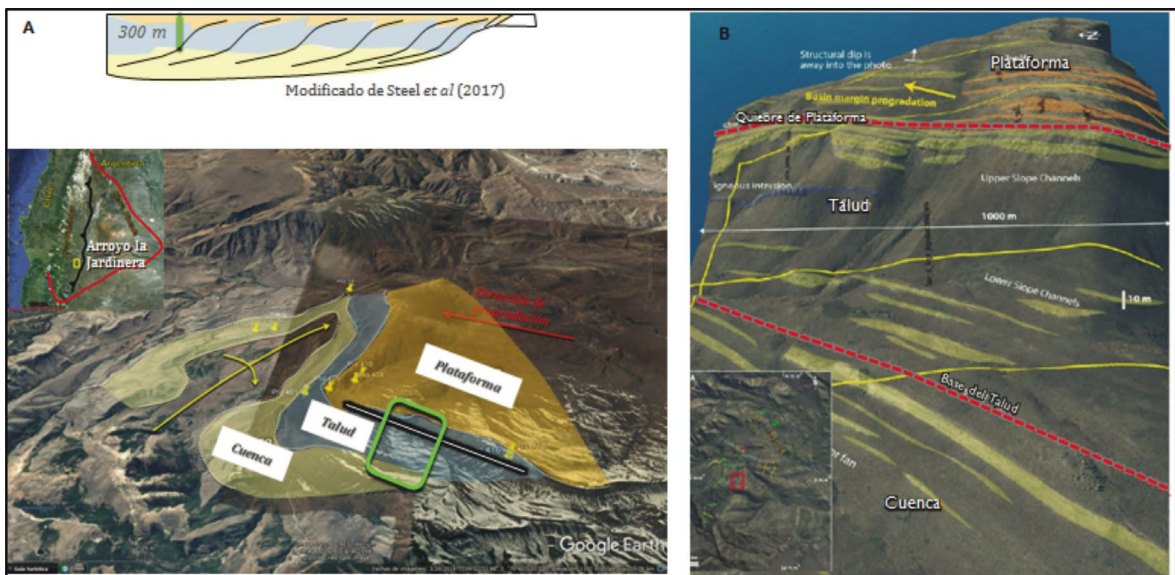


Figura 4. A) Vista 3D de la distribución de facies en Afloramiento La Jardinera. B) A izquierda, distribución de facies paralelo a la dirección de progradación mostrando la partición litológica y continuidad de los cuerpos en los 3 segmentos de plataforma, talud y cuenca.

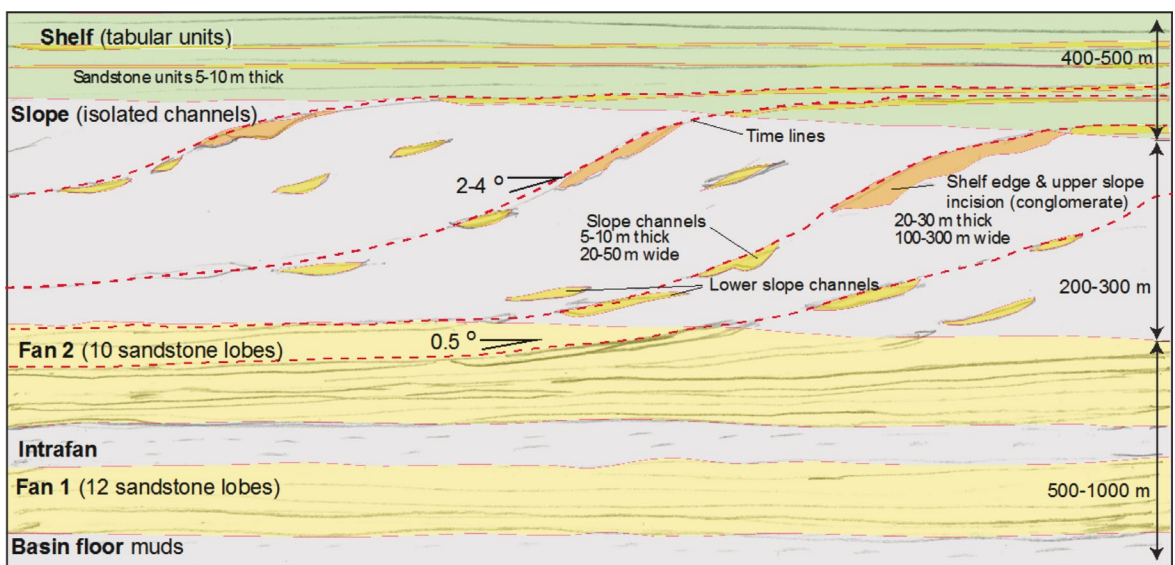


Figura 5. Esquema conceptual de la arquitectura y distribución de facies en las clinoformas del Grupo Cuyo en La Jardinera (Steel *et al.* 2017)

Objetivos del trabajo

Las facies deltaicas del Grupo Cuyo (Formación Lajas) producen en diversos yacimientos, mayormente de trampas estructurales convencionales y profundidades máximas de 4500m. En su mayoría están localizados en altos estructurales y/o limitados por fallas. Existe sin embargo un potencial exploratorio remanente por fuera de los altos estructurales, en facies de frentes deltaicos y depósitos de ambiente marino (cañones y lóbulos turbidíticos) donde el acuñaamiento y/o variaciones faciales generan trampas estratigráficas de relativa gran magnitud.

El objetivo de este trabajo es combinar un modelo sísmico de subsuelo a escala regional con afloramientos análogos en cuanto a edad y dimensiones para identificar posibles plays estratigráficos asociados a las clinoformas del Grupo Cuyo.

METODOLOGÍA

El estudio está focalizado en el margen de plataforma bajociano, que puede correlacionarse temporalmente con los afloramientos de La Jardinera (Fig. 6). Del modelo sísmico se obtienen direcciones de progradación, dimensiones, morfologías depositacionales y trayectorias del quiebre de plataforma. Estos datos se complementan con información de pozo y el conocimiento litológico/paleoambiental de los afloramientos para generar un modelo de distribución de plays estratigráficos en los distintos compartimentos que componen las clinoformas bajocianas.

En la Figura 6 se observa un mapa isócrono del Bajociano Tardío (Ciclo VIII del Modelo Sismoestratigráfico regional) que se extiende en la parte central del Engolfamiento Neuquino. La zona de mayor espesor es interpretada como la posición del ultimo quiebre de plataforma (Brinkworth *et al.* 2017) y el margen de la cuenca para el Bajociano tardío. Las dataciones por circones en afloramiento permiten correlacionar este margen con los quiebres de clinoformas interpretados en el área de La Jardinera, lo que habilita la extrapolación de las facies al modelo de subsuelo.

El modelo sismoestratigráfico muestra una variación en cuanto a magnitud y gradiente de las clinoformas en el área Norte respecto de la zona Sur. Estas diferencias, relacionadas con subsidencia diferencial son abordadas en detalle en Brinkworth *et al.* (en prensa). A los fines del presente trabajo la comparación permite identificar oportunidades exploratorias con características distintas en uno y otro depocentro.

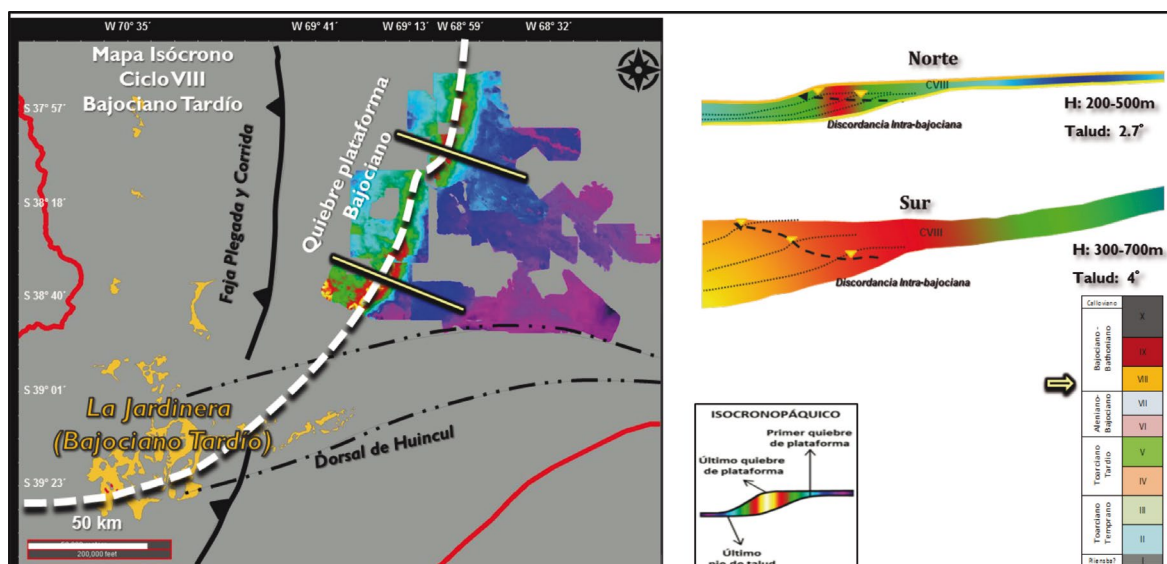


Figura 6. Relación temporal de afloramientos con el margen de clinoforma bajociano interpretado de la sísmica 3D.

Distribución de facies a partir de datos de pozo

El depocentro Norte dispone de escasos datos de pozos profundos que alcancen las clinoformas del Grupo Cuyo. Sin embargo, el bloque al norte de la zona de estudio presenta una serie de pozos perforados en la dirección de progradación (Fig. 7 A), lo que permite inferir una distribución de facies preliminar, tentativa, de acuerdo a los datos de perfiles y mudlogging.

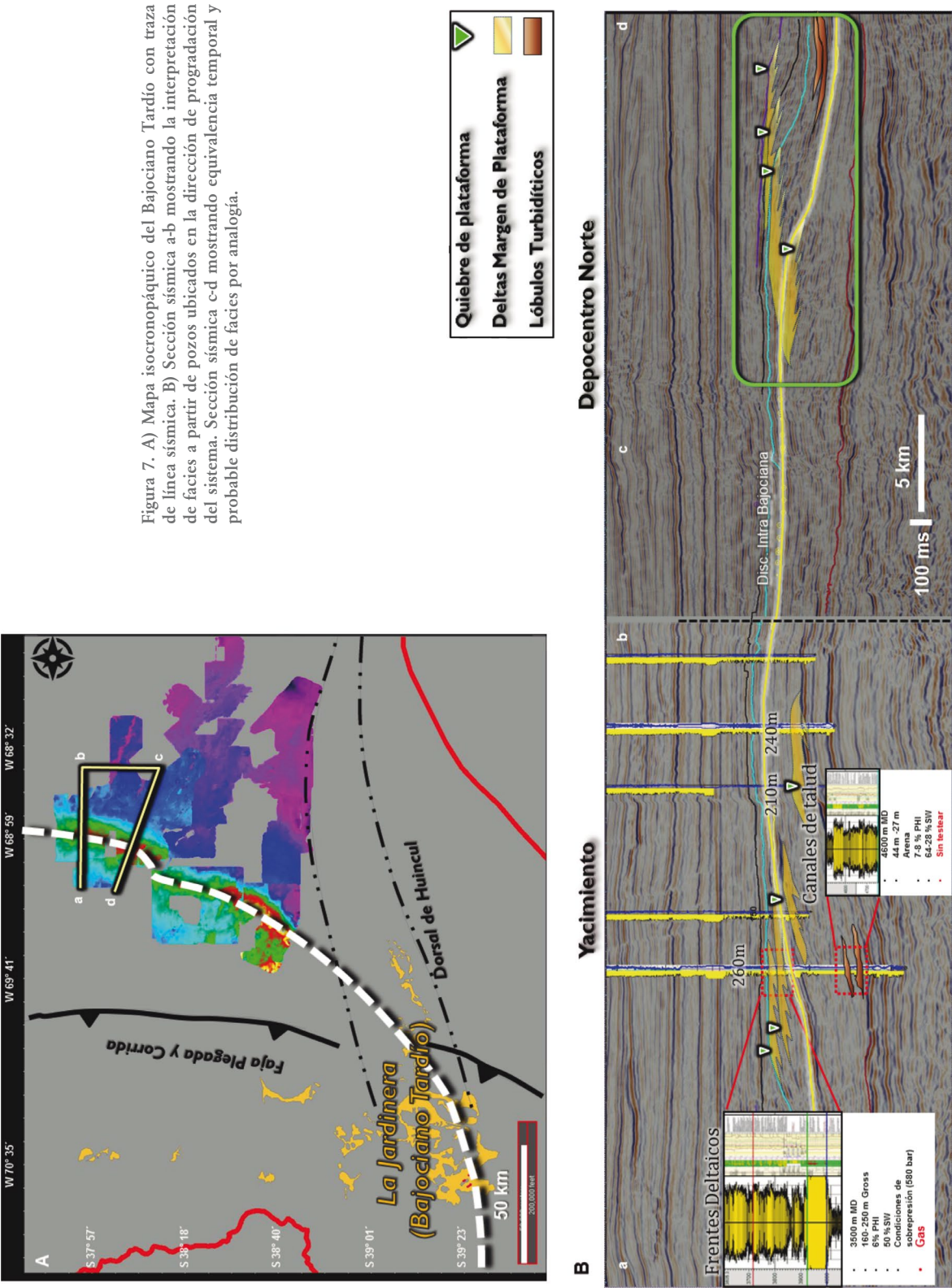
Los pozos perforados, ubicados en posiciones cercanas al quiebre de plataforma de clinoformas bajocianas, exhiben la presencia de facies arenosas que han sido interpretadas como apilamiento de barras de desembocadura deltaicas (Fig. 7 B). Por su posición, en las cercanías del quiebre, estos depósitos se asignan a deltas de margen de plataforma.

Uno de los pozos muestra en el segmento de talud la presencia de arenas de aspecto blocky en perfiles eléctricos con excelentes características petrofísicas y escaso espesor (Fig 7 B). Por su posición estratigráfica y facies fueron asimilados como canales turbidíticos labrados en el talud, posiblemente vinculados al transporte de sedimento desde el quiebre de plataforma hacia la cuenca. Esto estaría indicando, además, la probable presencia de lóbulos downdip alimentados por estos canales.

Estos datos se utilizan como análogo para predecir distribución facial y paleoambiental en las clinoformas equivalentes del depocentro Norte (Fig. 7 B)

Distribución de facies a partir de datos de afloramiento

El trabajo de afloramiento en el área de la Jardinera (Fig. 4), consistió en la generación de secciones sedimentológicas, las que fueron combinadas con foto paneles de alta resolución y



fotografía con drones para efectuar la correlación entre secciones. Las unidades estratigráficas fueron mapeadas y correlacionadas con imágenes satelitales y DEM de alta resolución.

El resultado es una reconstrucción de la arquitectura clinoformal y la distribución /partición de facies desde áreas proximales a profundas a lo largo de los 3 segmentos de las clinoformas (Figs. 8, 9, 10 y 11).

Un esquema simplificado de una clinoforma de margen de plataforma en afloramiento (Fig. 8) muestra en sus 3 segmentos las siguientes asociaciones de facies:

-Plataforma: Facies regresivas de canales fluviales conglomerádicos y areniscas de frente deltaico; Facies transgresivas de barras de desembocadura retrabajadas por mareas, barras mareales estuarinas y espesos bancos (5-15 m) de pelitas mantiformes

-Margen de plataforma: Areniscas de frente deltaico incididas por cañones y fajas de canales de relleno conglomerádico y arenoso grueso; Areniscas fangosas o retrabajadas por mareas en áreas interdistributarias (Figs. 9 y 10)

-Talud: Pelitas, areniscas finamente laminadas de albardón y canales turbidíticos (Fig. 11 A)

-Fondo de Cuenca: superposición de lóbulos turbidíticos arenosos y flujos de detritos formando depósitos de abanicos submarinos de hasta 100 m de espesor (Fig. 11 B y C).

Una característica distintiva tanto en facies de plataforma como en lóbulos de fondo de cuenca es el tamaño de grano esencialmente grueso de los depósitos. Steel *et al.* (2017) señalan la presencia de profundas incisiones (más de 30 m) en el quiebre de plataforma que forman extensos canales en el talud superior (cañones submarinos). Según estos autores las incisiones se formaron

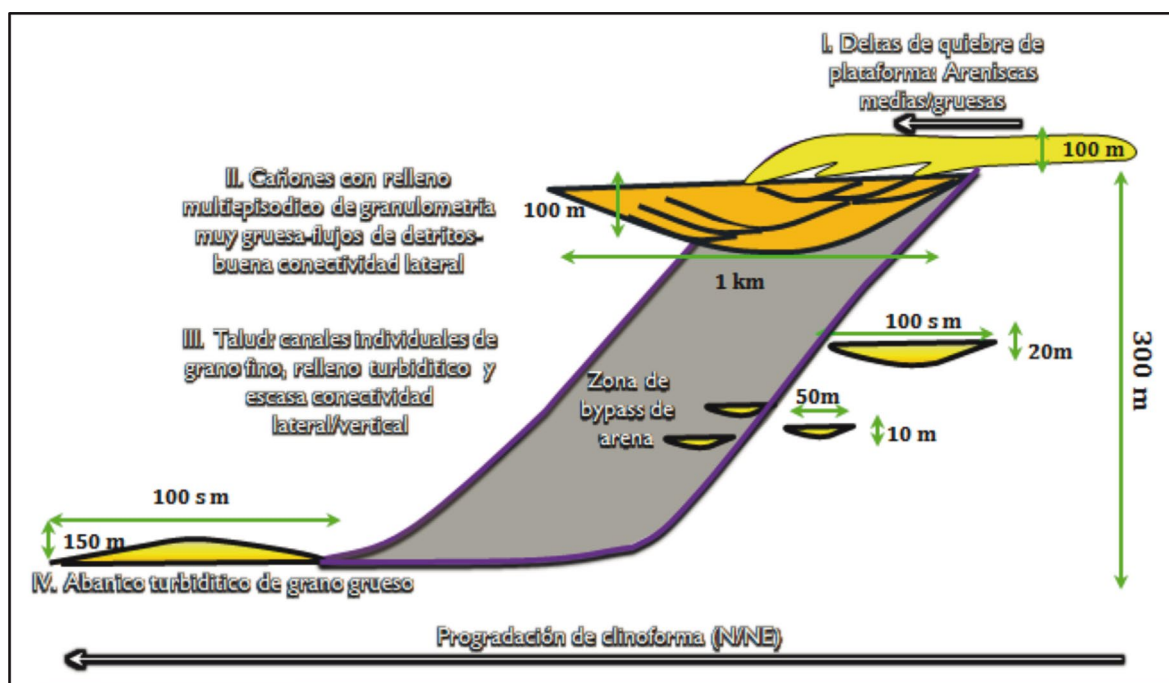


Figura 8. Distribución de facies a lo largo de una clinoforma en los afloramientos de La Jardinera.

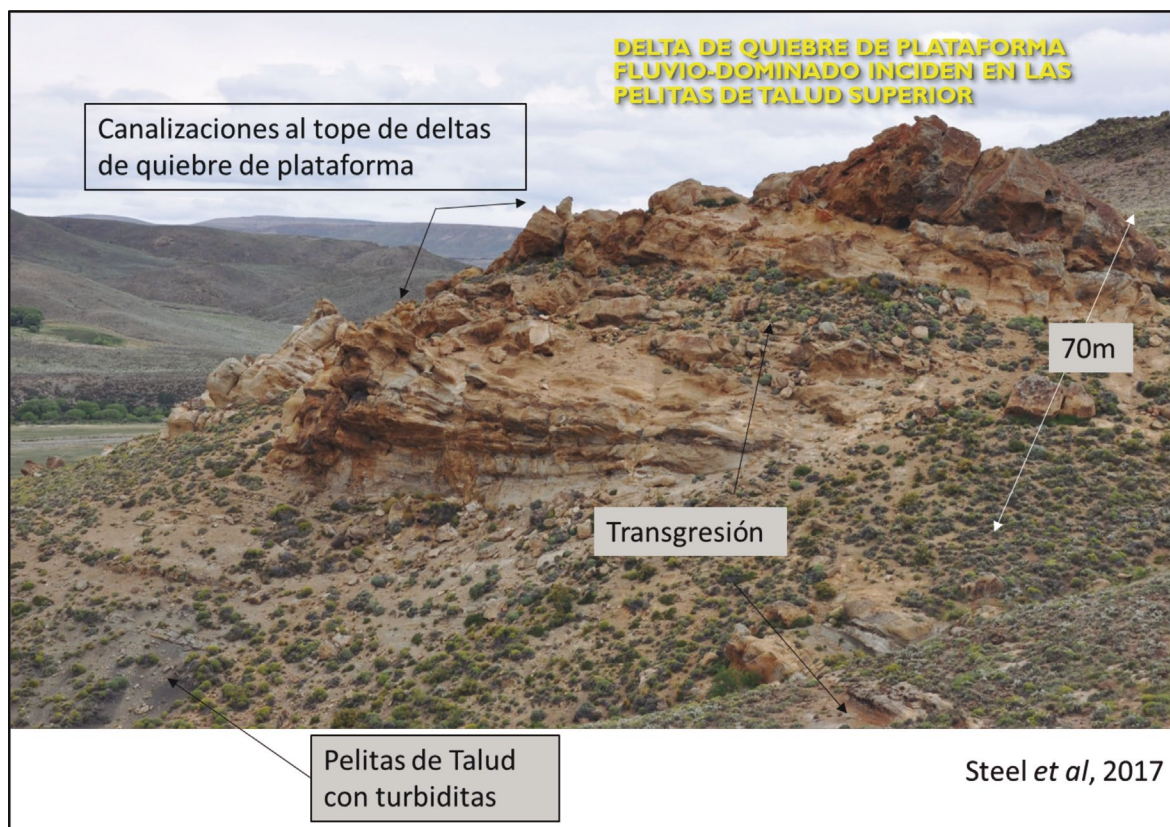


Figura 9. Deltas de quiebre de plataforma (I en Fig 8) fluvio dominado, progradando sobre las pelitas del talud superior.

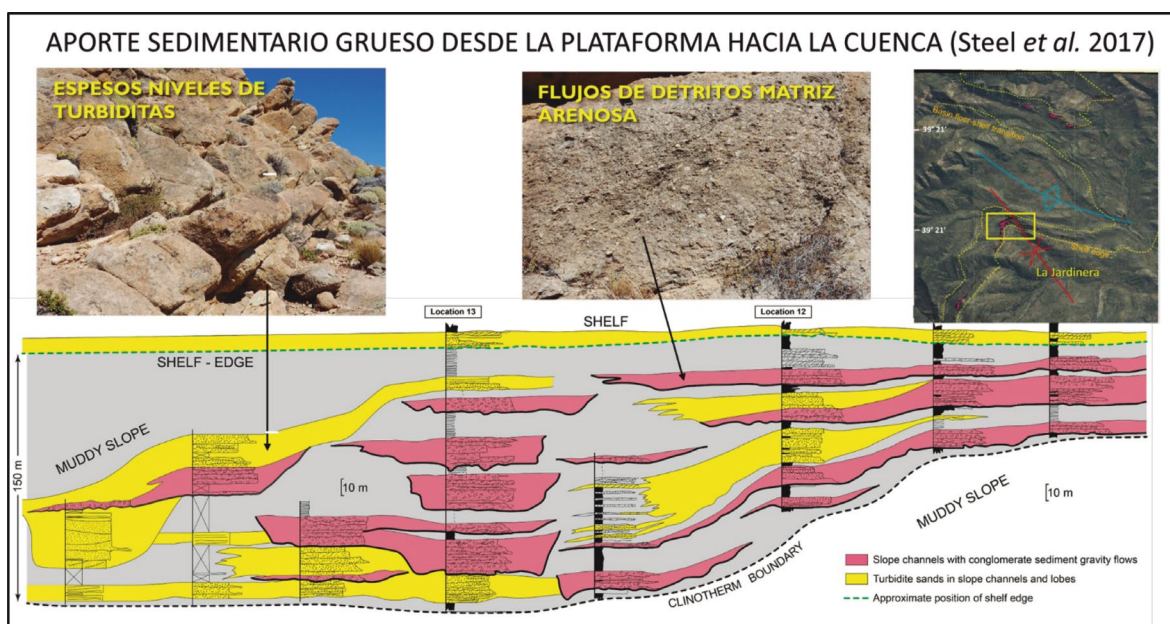


Figura 10. Corte casi paralelo a la inclinación de la clinoforma mostrando niveles de flujos de detritos arenosos y turbiditas de alta densidad que rellenan los canales incisos en el talud superior (II en Fig 8)

probablemente durante una caída relativa del nivel del mar porque su base tiende a profundizarse significativamente en el talud, en dirección a la cuenca y por el truncamiento erosivo en el tope, luego cubierto por pelitas transgresivas. Esta hipótesis es perfectamente compatible con la presencia de discordancias regionales en la base de dichas erosiones que limitan ciclos o secuencias depositacionales. Si bien los lóbulos descritos en La Jardinera fueron asignados al Aaleniano / Bajociano temprano (Gulisano & G. Plieming 1995, Paim *et al.* 2008), el modelo sismoestratigráfico regional (Fig. 2) estaría indicando que lóbulos y cañones más jóvenes pueden volver a desarrollarse a medida que el sistema progresa hacia el oeste.

Las facies y ambientes depositacionales descriptas son aplicadas directamente a la predicción de litología en las morfologías sísmicas sobre la base de la analogía en cuanto a altura, gradiente e intervalo temporal de las clinoformas.



Figura 11. Facies en los segmentos de talud y cuenca de las clinoformas. A) Canales turbidíticos inmersos en pelitas de talud, B) Canales en la transición talud-cuenca, C) Apilamiento de lóbulos turbidíticos y depósitos de flujos de detritos formando abanicos de fondo de cuenca de hasta 100 m de espesor

Distribución de facies en las clinoformas sísmicas

La interpretación de facies a partir de geometrías sísmicas se realiza siguiendo el workflow propuesto por Johannessen & Steel (2005) (Fig. 12). En primer lugar, se considera que los horizontes interpretados separan clinoformas a escala de cuenca porque las mismas superan los 300 m de profundidad del agua. Esto significa que cualquier depósito arenoso con patrón de apilamiento progradante situado en el quiebre corresponde a deltas o shorefaces retrabajados de margen de plataforma.

Las clinoformas interpretadas en las secciones sísmicas (Fig. 2) individualmente se componen de tres segmentos paleoambientales: plataforma, talud y fondo de cuenca. Según los estudios

realizados en afloramientos, esa división geométrica coincide con una división tripartita de facies, con lóbulos turbidíticos en el fondo de cuenca, taludes mayormente pelíticos surcados por canales y deltas de margen de plataforma en los quiebres (Fig. 12). Esta partición litológica se utiliza como elemento predictivo para identificar facies a partir de las geometrías obtenidas de la interpretación sísmica.

Para confirmar esta distribución de facies se procede al mapeo de las trayectorias de los quiebres de plataforma para cada ciclo, esto es, la dirección y gradiente del camino que sigue el margen de la cuenca durante su evolución (Johannessen & Steel 2005).

Las trayectorias horizontales normalmente se vinculan con bajo espacio de acomodación (dirigidas por caída del nivel de base o incremento del aporte) en la plataforma, con posibilidad de desarrollar deltas en los márgenes por la migración del sistema hacia la cuenca. La presencia de este tipo de deltas fluvio -dominado sumado al de incisiones que generan movilización del material depositado en los márgenes hacia la cuenca, permiten especular con bastante certeza la presencia de lóbulos en los segmentos distales (Fig. 12).

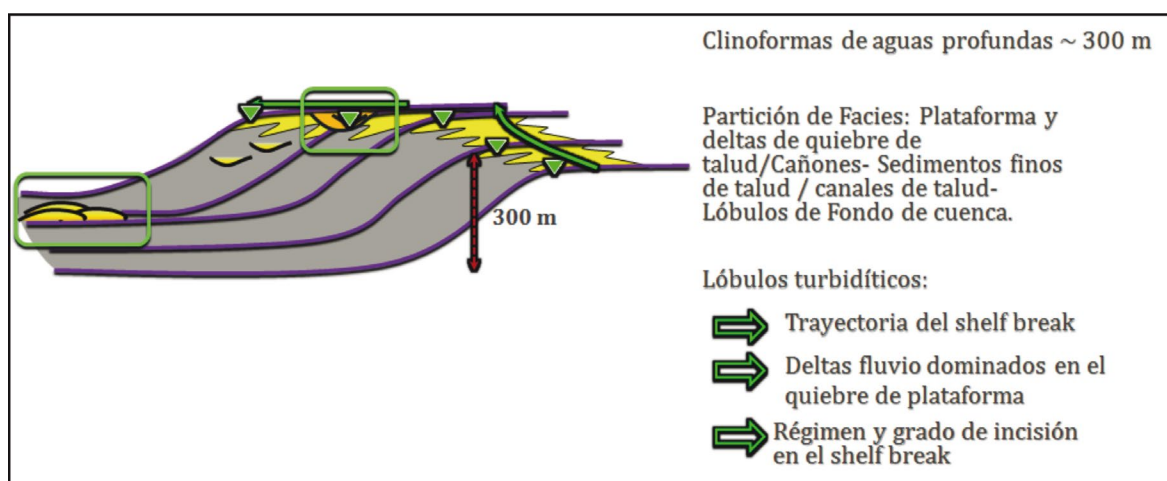


Figura 12. Esquema del flujo de trabajo para predecir facies en función de las geometrías sísmicas.

Este ejercicio se realiza para los depocentros ubicados al Sur (Figs. 13 y 14) y Norte (Figs. 15 y 16) del Engolfamiento.

Una interpretación sísmica de detalle (Figs. 13 y 15) permite identificar la posición del quiebre de plataforma para los Ciclos VII, VIII y IX y el mapeo de la evolución de las trayectorias para efectuar la distribución de facies (Figs. 14 y 16). Al inicio del ciclo VII se desarrolla un patrón de trayectoria horizontal a ligeramente descendente. Luego las trayectorias se vuelven ascendentes, lo que implica incremento del espacio de acomodación que finaliza con una transgresión, mucho más extendida en el depocentro al Sur, dada por la migración de los quiebres de plataforma en dirección al continente. A continuación, el Ciclo VIII muestra un abrupto desplazamiento de

facies proximales hacia la cuenca, un incremento de la altura de la clinoforma y el desarrollo de profundas incisiones (hasta 400 m) en la plataforma y talud asociadas a trayectorias descendentes. Estas morfologías fueron interpretadas como cañones que inciden sobre los depósitos de plataforma previos y alimentan espesos depósitos de abanicos turbidíticos en la cuenca (Figs. 17 y 18). Hacia arriba en la sucesión estratigráfica el quiebre de plataforma migra hacia el continente, pero el sistema logra progradar nuevamente para alcanzar el quiebre de talud con el consecuente desarrollo de cañones y abanicos submarinos, aunque de menor espesor que en el estadio anterior. Para el ciclo IX el sistema continúa progradando hacia el oeste con trayectorias horizontales, marcado descenso en altura e incremento en el gradiente de las clinoformas. Esto implica una drástica reducción del espacio de acomodación por la alta tasa de progradación y el apilamiento de lóbulos en el piso de la cuenca.

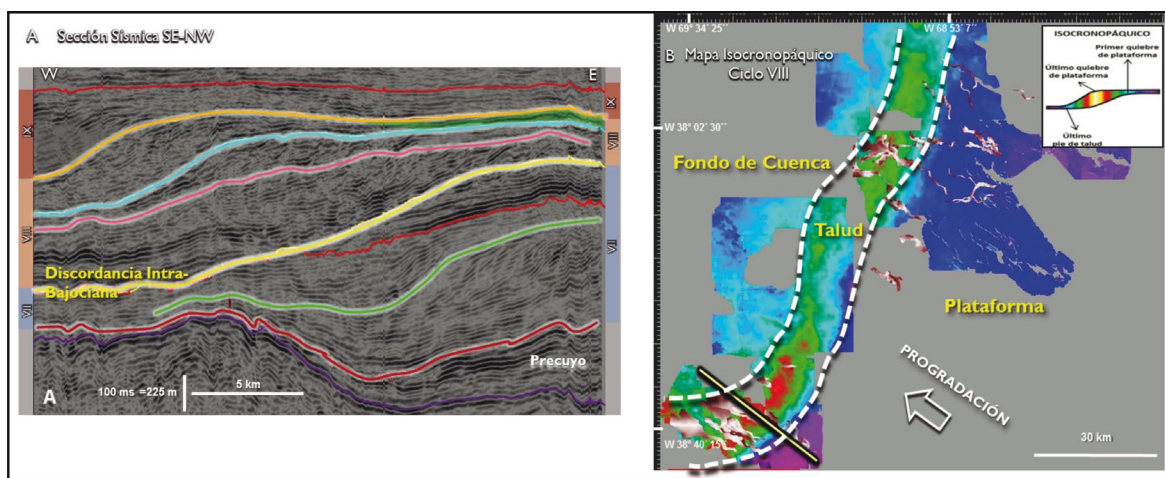


Figura 13. A) Sección Sísmica en el depocentro Sur con interpretación de horizontes de detalle. B) Mapa Isocronopáquico del Ciclo VIII mostrando los 3 segmentos morfológicos de la clinoforma: plataforma, talud y cuenca.

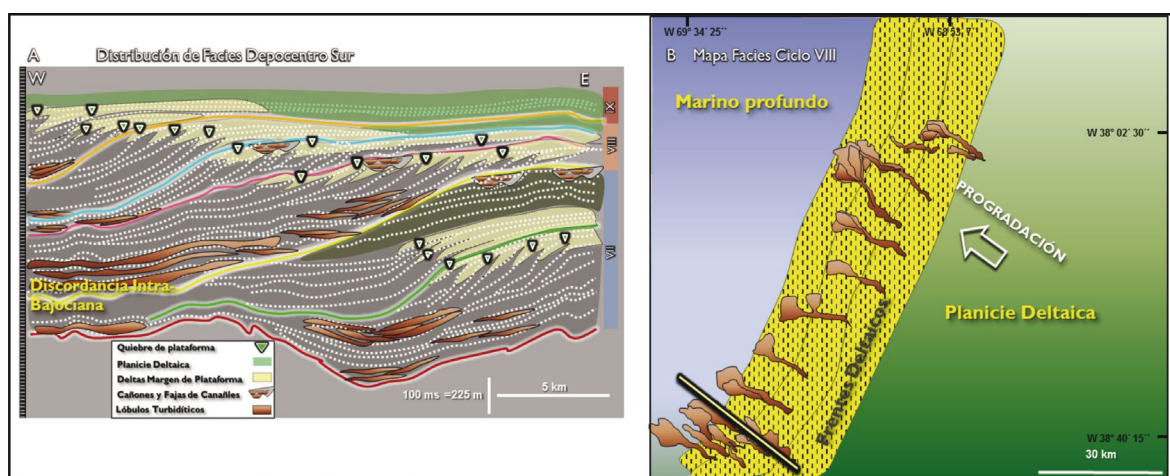


Figura 14. A) Sección en el depocentro Sur con mapeo del quiebre de plataforma e interpretación de facies. B) Mapa de facies para el Ciclo VIII

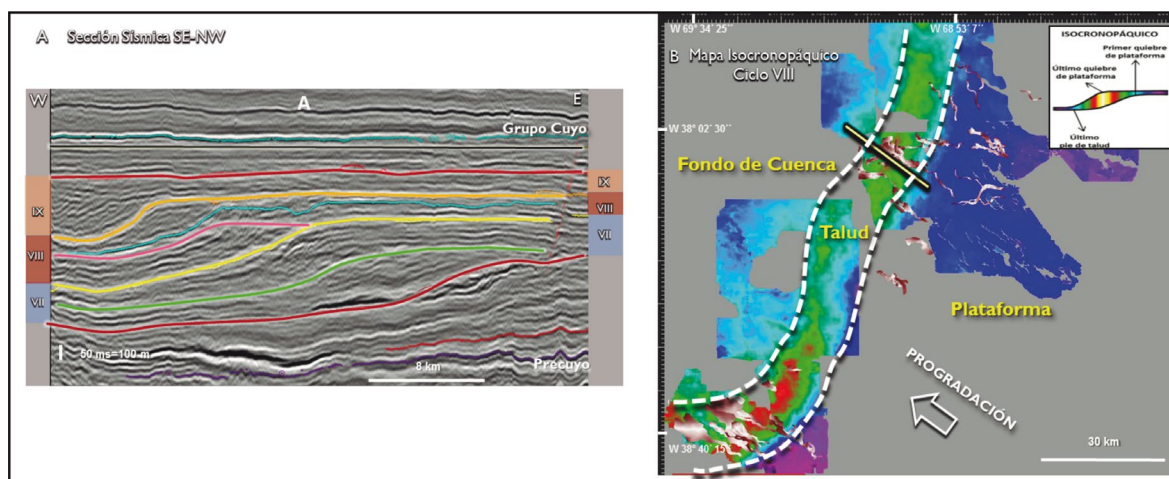


Figura 15. A) Sección Sísmica en el área Norte con interpretación de horizontes de detalle. B) Mapa Isocronopáquico del Ciclo VIII mostrando los 3 segmentos morfológicos de la clinoforma: plataforma, talud y cuenca.

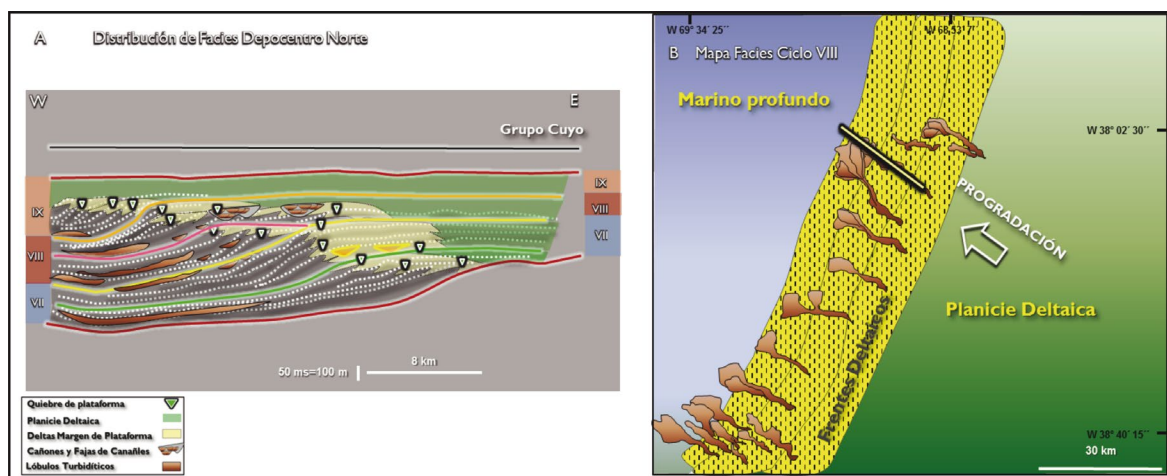


Figura 16. A) Sección en el área Norte con mapeo del quiebre de plataforma e interpretación de facies. B) Mapa de facies para el Ciclo VIII

Se interpreta la presencia de deltas de quiebres de plataforma (Figs. 14 y 16) en todos los casos con trayectorias de margen de plataforma horizontales o descendentes. Adicionalmente, las clinoformas con trayectorias ascendentes también son interpretadas como deltas en sus quiebres según las siguientes evidencias:

- El modelo regional (Brinkworth *et al.* en prensa) mostró un incremento generalizado en la tasa de sedimentación a partir Ciclo VII con la consecuente probabilidad de que los sistemas deltaicos migren hasta el margen de plataforma.
- La extensión (ancho) de la plataforma es relativamente pequeña (entre 20 y 40 km)
- Datos de pozo ubicados en la posición de quiebre de una de estas clinoformas ascendentes del Ciclo VII muestran la presencia de deltas de margen de plataforma (Fig. 7)
- Evidencia de afloramiento.

De acuerdo a los datos de subsuelo y afloramiento la extensión de las facies deltaicas por clinoforma, en dirección al continente, es de 6 a 8 km, formando cuñas arenosas que alcanzan su máximo espesor cerca de los quiebres, donde pueden superponerse con los depósitos de los siguientes ciclos. Los mapas de facies muestran un promedio de la distribución de facies deltaicas por ciclo, por esa razón las franjas litorales para el Ciclo VIII muestran extensiones de hasta 30 km (Figs. 14 y 16 B).

La presencia de cañones y canales de talud se interpretó, en principio, con el picking sísmico a través de una interpretación de detalle dentro de las grandes clinoformas interpretadas (Figs. 17 y 18 A y B). Adicionalmente, la estructura interna de los cañones fue visualizada mediante técnicas de interpretación sísmica en volumen (Verzi *et al.*, 2005) como descomposición espectral (Sanchez *et al.* en prensa) (Figs. 17 y 18 C).

Tanto las geoformas interpretadas mediante descomposición espectral, como aquellas visualizadas en la amplitud fueron luego volcadas en los mapas isocronopáquicos, sobreimpuestas al cinturón de facies Proximal-Litoral-Distal (Figs. 14 y 16 B). La mayor parte de las geoformas incisivas (cañones y fajas de canales) fueron interpretadas a partir del Ciclo VIII, caracterizado por marcada erosión inicial, bypass y transporte de sedimentos hacia posiciones cuencales vinculados con la Discordancia Intra-Bajociana (para mayor detalle referirse a Brinkworth *et al.* 2017).

La presencia de lóbulos turbidíticos de fondo de cuenca (Figs. 17 y 18) fue evaluada a través de los siguientes criterios:

- Trayectoria de quiebres de plataforma horizontales
- Presencia de incisiones en el quiebre de plataforma (geoformas)
- Evidencias de pozo (Fig. 7 B) que muestran litologías arenosas en posiciones distales
- Anomalías de amplitud en posiciones distales
- Evidencia de afloramiento

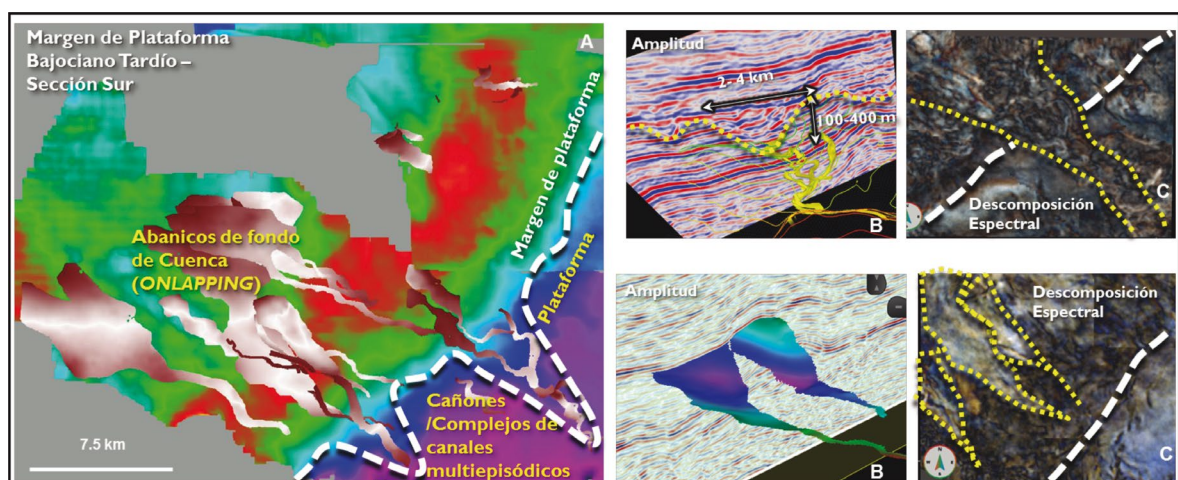


Figura 17. A) Interpretación de detalle para el Ciclo VIII en el área Sur. B) Visualización de la estructura interna de canales en la amplitud sísmica. C) Visualización de cañones y lóbulos mediante técnicas de descomposición espectral

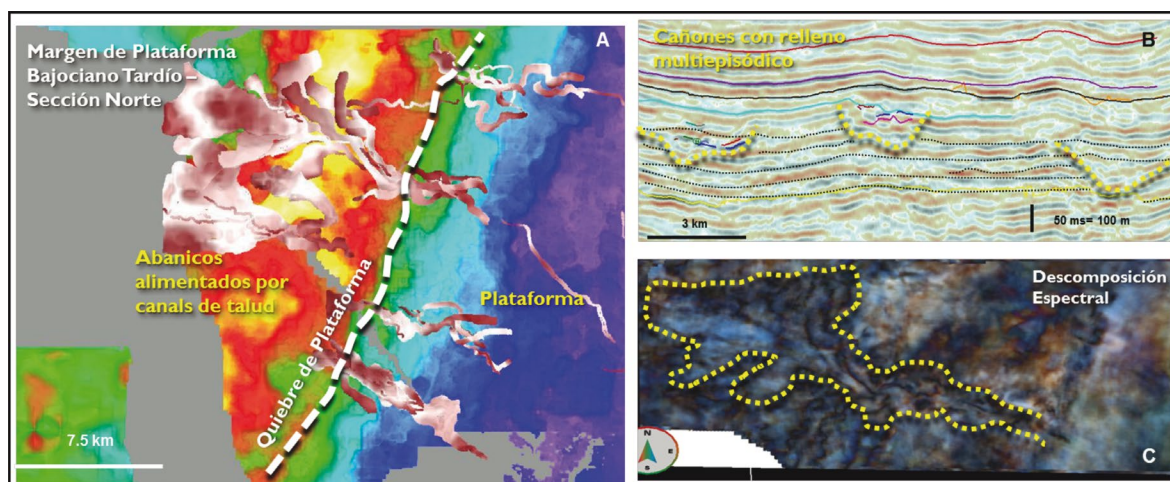


Figura 18. A) Interpretación de detalle para el Ciclo VIII en el área Norte. B) Visualización de la estructura interna de canales en la amplitud sísmica. C) Visualización de lóbulos mediante técnicas de descomposición espectral

RESULTADOS Y CONCLUSIONES

En función de la integración de la interpretación sísmica 3D a escala regional, datos de pozos y el conocimiento litológico y paleoambiental de afloramientos análogos en edad y dimensión de clinoformas se definieron 3 tipos de plays de naturaleza estratigráfica o combinada en el área del Engolfamiento Neuquino (Fig. 19).

1) Superposición de lóbulos de fondo de cuenca

Apilamiento de niveles tabulares de areniscas turbidíticas (decenas de m) intercalados con intervalos pelíticos (1-10 m) formando complejos de lóbulos o abanicos de entre 100 y 150 m de espesor y extensión lateral de cientos de metros a kilómetros. El entrapamiento estratigráfico se genera por el acuñaamiento y variación lateral de facies de los lóbulos dentro de las pelitas de fondo de cuenca. El sello vertical está dado por los niveles transgresivos entre depósitos de lóbulos. Al igual que para los cañones, la incertidumbre litológica es grande, aunque algunos canales turbidíticos fueron perforados por los pozos del área Norte con buenas condiciones petrofísicas y de saturación de gas. Normalmente este play se encuentra asociado a los frentes deltaicos, lo que disminuye su riesgo

2) Fajas de canales o cañones

Incisiones (100-400 m) de relleno multiepisódico compuestas por conglomerados mal seleccionados y arenas turbidíticas que se extienden desde el quiebre de plataforma hasta el talud superior. El entrapamiento estratigráfico se genera por el acuñaamiento y variaciones

laterales de los canales dentro de sedimentos pelíticos de talud. Este tipo de play conlleva una alta incertidumbre litológica, debido a que según el estadio del nivel del mar en que fueron rellenados se pueden presentar facies gruesas producto de la erosión de la plataforma o facies transgresivas finas como resultado de la retrogradación del cinturón de facies. El otro riesgo es la fuga de hidrocarburos, dado que estas canalizaciones representan conductos entre la plataforma y el fondo de cuenca. Este play también se encuentra asociado a la presencia de frentes deltaicos.

3) Superposición de arenas de frentes deltaicos

Sucesiones grano crecientes de areniscas con estratificación cruzada que culminan con canales de relleno conglomerádico. La litología, de acuerdo con los datos de pozo análogos indica areniscas medianas a finas, ocasionalmente gruesas. Los espesores esperables son del orden de 150 a 300 m y porosidades del orden de 6 a 8%. Este play probó producción de gas y sobrepresión en los pozos del área Norte.

El entrampamiento estratigráfico se genera a partir de dos mecanismos que actúan en forma combinada:

- La variación lateral de facies en dirección proximal-distal. El pasaje de arenas de barras de desembocadura a sedimentos finos heterolíticos de planicie deltaica en dirección a la plataforma y de sedimentos finos de talud hacia la cuenca profunda.
- Truncación erosiva de clinoformas y sello transgresivo (Steel *et al.* en prensa). Cuando los deltas de quiebre de plataforma son transgredidos por un ascenso del nivel del mar, se desplazan en dirección al continente y se acúan o sufren truncaciones (superficies de ravinement). Luego son cubiertos por pelitas de plataforma externa y cuenca profunda (sello).

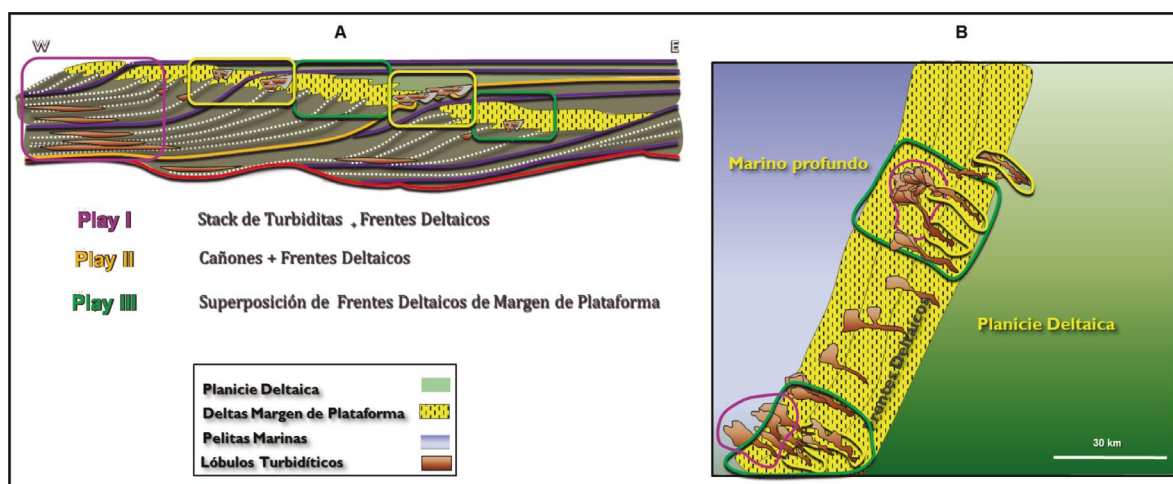


Figura 19. A) Distribución de Plays estratigráficos en una sección esquemática para el Grupo Cuyo. B) Distribución areal de plays estratigráficos para el Grupo Cuyo.

El área Norte del Engolfamiento Neuquino muestra idéntica evolución sismoestratigráfica que el depocentro Sur, pero la dimensión de las clinoformas y profundidad de las incisiones es menor. Esto implica que si bien los plays evaluados están presentes en ambas zonas, el depocentro Sur es volumétricamente más importante. Adicionalmente, por su cercanía al área de aporte se espera un incremento de la granulometría y propiedades petrofísicas en el Sur respecto del área Norte.

AGRADECIMIENTOS

A José Luis Massafiero y la Gerencia de Estudios de Subsuelo de YPF por la oportunidad de llevar a cabo este estudio junto a la Universidad de Texas. A David Giunta por sus aportes constantes que permitieron el enriquecimiento del modelo, a Teresa Santana por sus sugerencias y comentarios en Geomorfología Sísmica. A Claudio Haring y la gerencia de Exploración de YPF por permitir la publicación de este trabajo.

REFERENCIAS CITADAS

- Arregui, C., O. Carbone y R. Martinez, 2011, "El grupo Cuyo (Jurásico Temprano-Medio) en la Cuenca Neuquina", XVIII Congreso Geológico Argentino, Neuquén.
- Brinkworth, W., G. Vocaturro, M.L. Loss, D. Giunta, E. Mortaloni y J.L. Massafiero, 2017, "Integración regional de subsuelo orientado a la exploración y desarrollo de Grupo Cuyo, Cuenca Neuquina", XX Congreso Geológico Argentino, Tucumán.
- Gomez Omil R.J., M. Giorgetti, P. Borghi, 2017, "El Grupo Cuyo en la Cuenca Neuquina (Engolfamiento y Dorsal de Huincul). Modelo Sedimentario y Sistema Petrolero", XX Congreso Geológico Argentino, Tucumán.
- Gomez Omil R., J. Schmithalter, A. Cangini, L. Albariño, A. Corsi, 2002, "El Grupo Cuyo en la Dorsal de Huincul, consideraciones estratigráficas, tectónicas y petroleras, Cuenca Neuquina", V Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos, Mar del Plata.
- Gulisano, C. A., A. Gutierrez Pliemling y R. E. Digregorio, 1984b, "Esquema estratigráfico de la secuencia jurásica del oeste de la provincia de Neuquén", IX Congreso Geológico Argentino, Actas I: 236-259, Buenos Aires.
- Gulisano, C. y A. Gutierrez Pliemling, 1995, "Field guide: The Jurassic of the Neuquén Basin. a) Neuquén province", Revista Asociación Geológica Argentina, Serie E, 2:1- 111, Buenos Aires.
- Helland-Hansen, W., R. J. Steel, and T.O. Sømme, 2012, "Shelf genesis revisited", Journal of Sedimentary Research, 82(3), 133-148.
- Johannessen, E. P. and R. J. Steel, 2005, "Shelf-margin clinoforms and prediction of deepwater sands", Blackwell Publishing Ltd, 524 Basin Research, 17, 521-550.
- Kim, H., M. Mallea, R. Gutierrez y P. Malone, 2014, "Exploración del Gr Cuyo (Jurásico) en Bloques Maduros de la Dorsal de Huincul- Puesto Touquet y El Porvenir, Cuenca Neuquina", IX Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos, Mendoza, 2014.

- Legarreta, L. y M. Uliana 1996, "Jurassic succession in west central Argentina: stratal patterns, sequences and paleogeographic evolution", *Palaeo*, 120:303-330, Amsterdam.
- Legarreta, L. y C. Gulisano, 1989, "Análisis estratigráfico secuencial de la Cuenca Neuquina (Triásico superior - Terciario inferior), Argentina", En Chebli, G. A. y L.A. Spalletti (Eds.): *Cuencas Sedimentarias Argentinas. Serie Correlación Geológica*, 6:221-243. San Miguel de Tucumán.
- Limeres, M., 1992, "Paleotectónica y Sedimentación del Grupo Cuyo en el Oeste de la Dorsal Neuquina", YPF. Inf. Ined.
- Limeres, M., 1996, "Sequence stratigraphy of the Lower - Middle Jurassic in southern Neuquén: implication for unravelling synsedimentary tectonics along the Huincul wrench system, en Riccardi, A.C. (Ed.): *Advances in Jurassic Research. Georesearch Forum*, 1-2:275-284, Zurich.
- Limeres, M., 2011, "Estratigrafía y facies del Jurásico Inferior a Medio en el oeste de la Dorsal de Huincul, Cuenca Neuquina, Argentina, VIII Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos.
- Loss, M. L, W. Brinkworth, G. Vocaturo, M. Mortaloni, D. Danchez; R. Steel y C. Olariu, 2018, "Morphology and evolution of Basin Margin Clinoforms Growth, Cuyo Group, Neuquen Basin, Seismic Examples enhanced by outcrop observations", EGU General Assembly 2018, Clinoform drivers and its Siliciclastics Products Session, Viena, Austria.
- Naipauer M., W. Brinkworth, M.L. Loss, G. Vocaturo, D. Giunta, M. Mortaloni, 2017, "Estudio integral de datos geocronológicos (edades U-Pb) y sísmicos en el subsuelo del Engolfamiento Neuquino: edades máximas de sedimentación y áreas de aporte para el Grupo Cuyo. XX Congreso Geológico Argentino.
- Paim, P. S. G., A. Silveira, E. Lavina, U. Faccini, Leanza, H., J. M. M. Teixeira de Oliveira & R. D'Avila, 2008, "High resolution stratigraphy and gravity flow deposits in the Los Molles Formation (Cuyo Group - Jurassic) at La Jardinera Region, Neuquen Basin", *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, v. 63, p. 728-753.
- Paim, P. S. G., E. L. C. Lavina., U. F. Faccini, A. S. da Silveira, H. Leanza & R. S. F. d'Avila, 2011, "Fluvial-derived turbidites in the Los Molles Formation (Jurassic of the Neuquén Basin): Initiation, transport, and deposition", in R. M. Slatt and C. Zavala, eds., *Sediment transfer from shelf to deep water, Revisiting the delivery system: AAPG Studies in Geology* 61, p. 95-116.
- Porebski, S.J. and R. J. Steel, 2003, "Shelf-margin deltas: their stratigraphic significance and relation to deepwater sands", *Earth-Science Reviews* 62 (2003) 283-326
- Steel R.J., Cornel Olariu, Valentina M. Rossi, Flavio Almeida and Elisabeth Steel, 2017, "Mid-Jurassic Shelf-Margin Growth in Neuquen Basin: Coarse-Grained, River-Tide Interaction at the Shelf Edge", 2017 AAPG Annual Convention & Exhibition
- Tudor, E., 2014, "Facies Variability in Deep Water Channel-to Lobe TransitionZone: Jurassic Los Molles Formation, Neuquen Basin, Argentina", Thesis for the Masters Degree in Stratigraphy/Sedimentology, Department of Geological Science The University of Texas at Austin, USA.
- Vann, N. K., 2013, Slope to basin floor evolution of channels to lobes, Jurassic Los Molles Formation, Neuquen Basin, Argentina. Thesis for the Masters Degree in Stratigraphy/Sedimentology, Department of Geological Science The University of Texas at Austin, USA.

- Verzi, H., M.E. Raggio & M. Suárez. 2005, "Volume interpretation of a turbidite system, Los Molles Formation, Neuquén Basin, Argentina", En: D. Soubies, M. Arteaga & F. Fantín (eds), La sismica de reflexión más allá de la imagen estructural, Vº Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Actas, Mar del Plata, pp. 219-226.
- Vergani, G.D, A.J Tankard, H.J. Bellotti y H.J. Welsink, 1995, "Tectonic evolution and paleogeography of the Neuquén Basin, Argentina", En A.J. Tankard, R. Suarez y H.J. Welsink (Eds.), Petroleum Basin of South America, AAPG Memoir 62:383-402.
- Zavala, C.A., 1993, "Estratigrafía y análisis de facies de la formación Lajas Jurásico medio en el sector sur-occidental de la Cuenca Neuquina, Provincia del Neuquén, República Argentina", Tesis Doctoral Inédita, Universidad del Sur, Bahía Blanca, 225 p.



**10° CONGRESO DE
EXPLORACIÓN Y
DESARROLLO DE
HIDROCARBUROS**

**Energía y Sociedad
aliados inseparables
Mendoza 2018**