

# **INFLUENCIA DEL ARCO MAGMÁTICO PROTOANDINO EN LA ACOMODACIÓN SEDIMENTARIA, LA FISIOGRAFÍA Y LAS CARACTERÍSTICAS DE LOS DEPÓSITOS DEL JURÁSICO SUPERIOR Y CRETÁCICO INFERIOR EN LA CUENCA NEUQUINA**

*Luis A. Spalletti*

Centro de Investigaciones Geológicas (UNLP – CONICET),  
Calle 1 N° 644, B1900TAC La Plata, Argentina.  
E-mail: spalle@cig.museo.unlp.edu.ar

## **Resumen**

Uno de los rasgos tectónicos de gran importancia en el desarrollo de la Cuenca Neuquina durante el Mesozoico es el arco magmático generado por subducción de la placa protopacífica en el margen occidental de Gondwana. Aunque el arco magmático ha contribuido con aportes clásticos a la Cuenca Neuquina, el registro sedimentario de amplias áreas muestra que los detritos han derivado de otros terrenos, en particular el Macizo Norpatagónico, el Sistema de la Sierra Pintada y bloques intracuencales (como la Dorsal de Huincul). En esas regiones los suministros desde el arco magmático se reducen a materiales eólicos. Aún cuando es difícil reconstruir el margen occidental de la cuenca, circundante al arco magmático, a causa de la tectónica andina, depósitos sedimentarios del Jurásico Tardío y Cretácico Temprano ubicados en el sector occidental de la depresión preservan evidencias de procesos de acumulación y aportes detríticos vinculados con el crecimiento del arco magmático. Este registro muestra que las corrientes gravitacionales procedentes del arco magmático fueron importantes, pero no alcanzaron grandes extensiones hacia el interior de la Cuenca Neuquina debido a la influencia de la tectónica sobre la fisiografía y la generación diferencial de acomodación sedimentaria. Revela asimismo que las pendientes eran empinadas en este flanco occidental de la cuenca y que en cortas distancias se pasaba desde áreas fuertemente positivas (el arco) al eje del depocentro. En cambio, los gradientes eran menores en los sectores relacionados con los márgenes del interior continental, así como fueron extensas las distancias entre el borde y el eje del depocentro. La cuenca muestra entonces una fuerte asimetría en la generación de acomodación, puesta de manifiesto por la distribución regional de los espesores sedimentarios, los que alcanzan máximos valores en las sucesiones cercanas al arco magmático. La importante subsidencia que se registra en estos sectores se atribuye aquí a la compensación flexural isostática como respuesta a la carga topográfica y dinámica que produjo el desarrollo del arco magmático. Se concluye así que en la Cuenca Neuquina los procesos de generación de espacios para la acumulación de sedimentos fueron complejos. Además de la subsidencia térmica por enfriamiento cortical y la subsidencia mecánica por reactivación de fallas intracuencales debe considerarse especialmente la acomodación por flexura relacionada con la carga debida al crecimiento del arco magmático.

*Palabras clave:* Cuenca Neuquina, Jurásico Superior, Cretácico Inferior, arco magmático, subsidencia.

## **Abstract**

**Influence of the proto-Andean magmatic arc on the physiography, sedimentary accommodation and characteristics of Upper Jurassic-Lower**

**Cretaceous deposits of the Neuquén Basin, Argentina.** One of the tectonic features of great importance in the development of the Neuquén Basin during the Mesozoic is the magmatic arc, generated by subduction of the proto-Pacific plate along the western margin of Gondwana. Although the magmatic arc has contributed with clastic input to the basin infill, the sedimentary record shows that large areas of the basin were supplied from other sources, particularly the North Patagonian Massif, the Sierra Pintada System and intrabasinal uplifted blocks (as the Huincul High). In these regions the contribution from the magmatic arc was essentially limited to wind blown materials. Although it is difficult to reconstruct the western margin of the basin surrounding the magmatic arc due to Andean tectonics, Upper Jurassic and Lower Cretaceous successions located in the western sector of the depression preserve evidence of sedimentary processes and detrital contributions linked to the growth of the magmatic arc. The slopes were steeper in this western flank of the Neuquén Basin and spent over short distances from uplands (arc) to the axis of the depocenter, and gravitational currents had a limited areal extent inland. Instead, gradients were lower in ample sectors of the basin related to cratonic margins. Therefore, the basin shows a marked asymmetrical pattern of accommodation space. Close to the arc basin successions are thickest, and arc loading is considered the main contributor to basin subsidence in these settings. The new compilation of Late Jurassic to Early Cretaceous information presented here helps to define that more than one process is required to explain the generation of accommodation in the Neuquén Basin. In addition to the thermal subsidence by cortical cooling and mechanical subsidence by reactivation of intrabasinal faults, flexural effects due to the load exerted by the growth of the magmatic arc should be especially considered.

*Key words:* Neuquén Basin, Upper Jurassic, Lower Cretaceous, magmatic arc, subsidence.

## **Introducción**

La Cuenca Neuquina es una gigantesca depresión sedimentaria (con una superficie de más de 200.000 km<sup>2</sup>) que se ubica al este de la Cordillera de los Andes entre los 32° y 40° de latitud sur (Fig. 1A). Está limitada al este por dos áreas estables tectónicamente, el Sistema de la Sierra Pintada por el este y el Macizo Norpatagónico por el sudeste y sur. Entre el Jurásico inferior a medio y el Cretácico Temprano su flanco occidental lo constituía un arco magmático generado por la subducción de la placa protopacífica en el margen occidental activo de Gondwana [1, 2, 3]. De este modo, la acumulación de las sucesiones sedimentarias de aquellos tiempos se produjo en un contexto de tras-arco (Fig. 1B). El arco magmático no sólo constituyó un cuerpo tectónico de primer orden, sino que obró como una importante barrera topográfica a lo largo del límite occidental de la Cuenca Neuquina. Así, en períodos de ascenso eustático generalizado, el agua de mar penetró desde el oeste a través de diversos corredores labrados en el propio arco magmático (Fig. 1B), mientras que en períodos de descenso eustático, dichos pasos quedaron inactivos y la Cuenca Neuquina estuvo completamente dominada por procesos sedimentarios acaecidos en ambiente continental.

En este trabajo se discute la influencia ejercida por el desarrollo del arco magmático protoandino en la generación de espacio para la acumulación sedimentaria, en la paleogeografía y en los sistemas sedimentarios, y por ende en las características de los depósitos jurásico-cretácicos de la Cuenca Neuquina. Las interpretaciones se basan en investigaciones del autor, junto a diversos colegas, realizadas durante los últimos quince años y que han sido plasmadas en una serie de artículos que son citados en el texto.

## Marco geológico

Las sedimentitas que constituyen las sucesiones jurásicas y cretácicas afloran con continuidad a lo largo del sector andino de la Cuenca Neuquina (Fig. 1A), desde la Alta Cordillera del norte de la provincia de Mendoza hasta la terminación austral de la cuenca bordeando al Macizo Norpatagónico. Estos depósitos también se presentan con amplia distribución en el subsuelo de la Cuenca Neuquina, tanto en el área andina como en la vasta región conocida como Engolfamiento Neuquino (Fig. 1A).

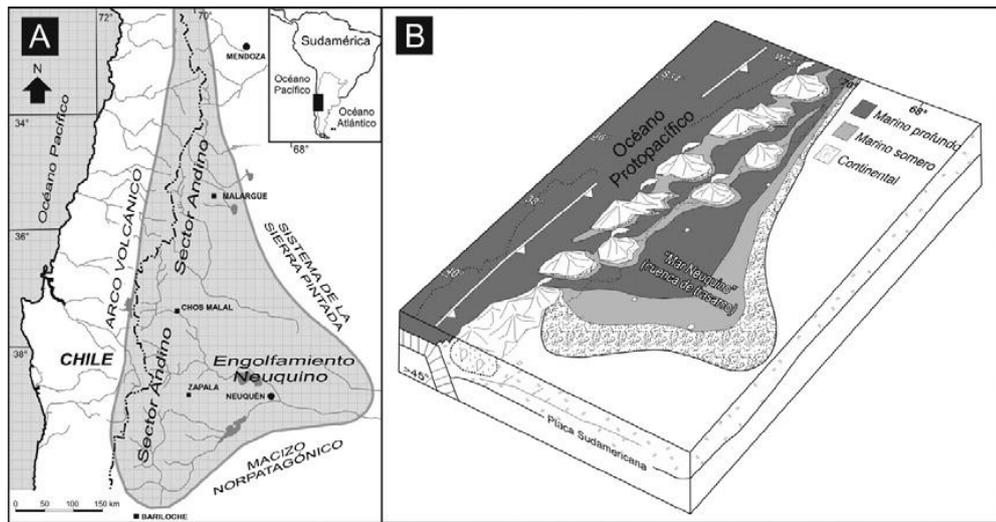


Fig. 1. Cuenca Neuquina. A. Ubicación, límites y sectores que la constituyen. B. Esquema paleotectónico y paleogeográfico general correspondiente a la fase de postrift (Jurásico – Cretácico Temprano), según [3].- 39 - L. A. Spalletti. *Premio Consagración ANCFN-2013*

El registro está conformado por sucesiones de muy diversa composición desde materiales silicoclásticos de variada granulometría hasta carbonáticos y evaporíticos. Estos depósitos sedimentarios reflejan la evolución ambiental y tectónica de la cuenca y son la evidencia de importantes cambios fisiográficos (Fig. 2). A partir de los trabajos pioneros de Groeber [4, 5] se ha determinado que las sucesiones jurásicas y cretácicas pueden ser agrupadas en ciclos de distinta jerarquía que aparecen limitados por discordancias regionales o por variaciones importantes en el régimen de sedimentación. Estos ciclos reflejan, en general, períodos transgresivos - regresivos y se relacionan con oscilaciones eustáticas globales combinadas con cambios de subsidencia y en el volumen de sedimentos aportados [6].

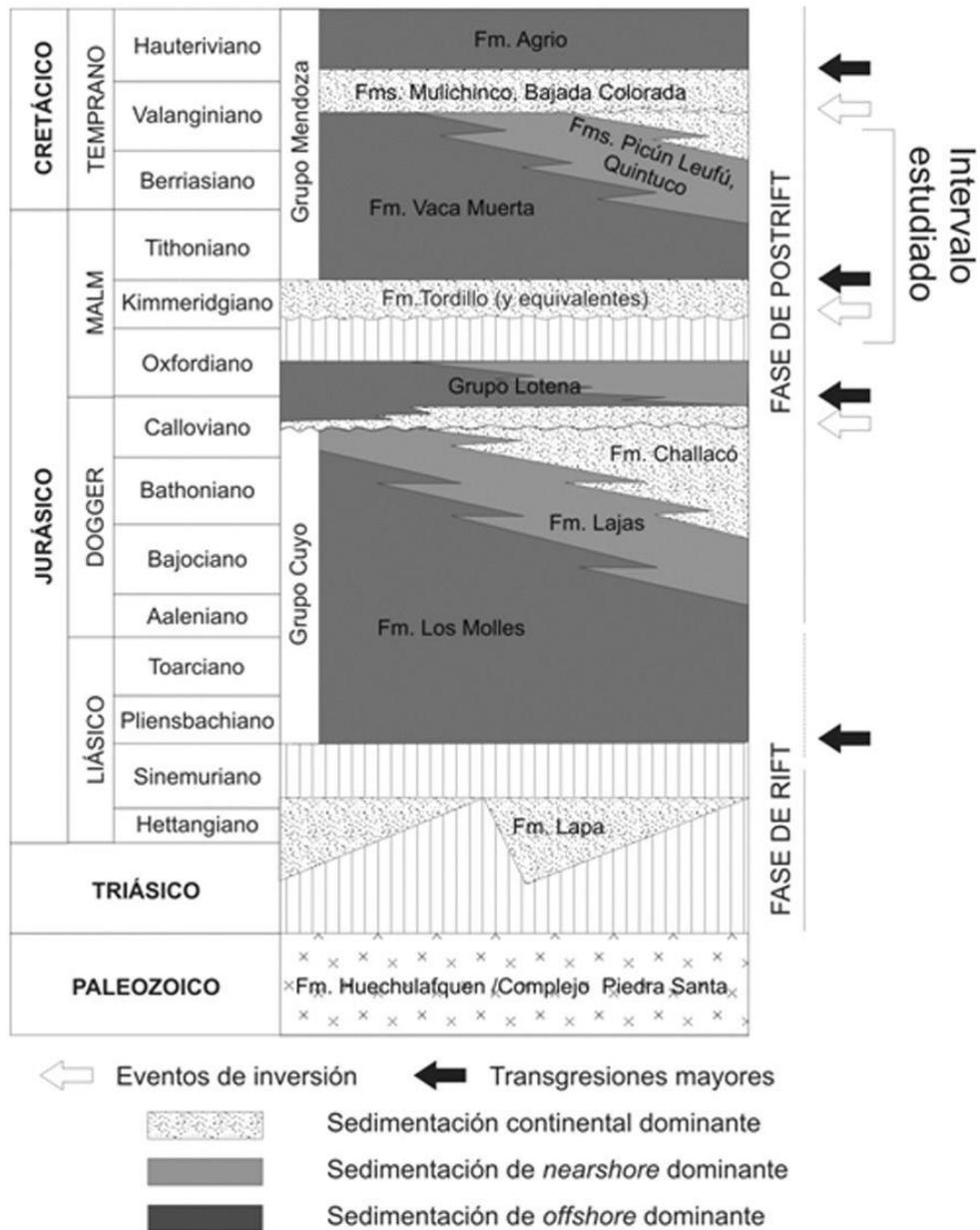


Fig. 2. Carta cronoestratigráfica de la Cuenca Neuquina austral para el lapso Triásico - Cretácico Temprano (modificada de [6] y [25]).

Según diversos autores que se han ocupado del análisis estratigráfico de la Cuenca Neuquina [1,2, 7-11], el lapso Jurásico Medio - Cretácico Temprano se caracterizó por una etapa de subsidencia térmica generalizada a la que se ha denominado como fase de “sag” o postrift y que llevó a la integración de depocentros, los que en una fase previa aparecían desconectados entre sí (Fig. 2). Esta etapa evolutiva se relaciona con la existencia de un margen continental convergente, en el que se producía la subducción con fuerte empinamiento de la placa proto-pacífica y el desarrollo de un arco magmático activo a lo largo del flanco occidental de la Cuenca Neuquina. Con referencia a la evolución tectosedimentaria, se ha determinado que la fase de “sag” fue periódicamente alterada por reactivaciones tectónicas, manifestadas como eventos de inversión estructural [9, 12, 13, 14, 15] y asociadas con cambios en el régimen de subducción y reorganización de intraplaca. Estos episodios favorecieron la generación de discordancias regionales y la acumulación de diversas cuñas sedimentarias de mar bajo [16], que se caracterizaron por una amplia distribución de depósitos continentales (Fig. 2).

## **Relaciones entre el registro sedimentario, la acomodación y las áreas de aporte**

Los materiales silicoclásticos que componen las sucesiones sedimentarias son de naturaleza terrígena, ya que se deben al aporte de detritos desde las áreas positivas que marginan a las cuencas sedimentarias. En el caso de la Cuenca Neuquina es claro que estos componentes han sido el producto de contribuciones desde el Sistema de la Sierra Pintada por el flanco oriental, el Macizo Norpatagónico por los flancos sudoriental y sur, y el arco magmático por el margen occidental [17]. A estas áreas deben sumarse las contribuciones desde bloques intracuencales (como por ejemplo la Dorsal de Huincul) exhumados como resultado de los ya indicados procesos de inversión tectónica de antiguas fallas extensionales [18, 19]. No obstante, es muy poco lo que se conoce sobre la influencia que han ejercido estos aportes en la constitución de los sedimentos acumulados durante el Jurásico y Cretácico en la Cuenca Neuquina. Al respecto, se ha destacado que el arribo de materiales detríticos siguió una tendencia general axial, desde el S y SE hacia el NO, en tanto que las contribuciones desde el oeste fueron secundarias, ya que generaron espesas sucesiones sedimentarias de depósitos predominantemente proximales, pero muy limitadas en sentido regional [1].

Con la finalidad de hacer en el presente trabajo un análisis de las características del registro sedimentario, la acomodación y la influencia de las áreas de aporte en la Cuenca Neuquina, se ha seleccionado el lapso comprendido entre el Kimmeridgiano (Jurásico Tardío) y el Valanginiano Temprano (Cretácico Temprano).

Durante el Kimmeridgiano, como resultado de un proceso de regresión forzada se desarrolló en la Cuenca Neuquina una cuña de mar bajo en la que predominaron los procesos fluviales y eólicos [18, 20]. En cambio, en el Tithoniano Temprano (Jurásico Tardío), a causa de la combinación entre un ascenso eustático generalizado y de subsidencia en el trasarco se produjo una rápida transgresión marina con la consecuente expansión de esos ambientes en todo el ámbito de la Cuenca Neuquina, la que quedó conectada con el océano Proto-Pacífico a través de una serie de pasos o conductos que cortaron transversalmente al arco magmático [21, 22]. Durante el lapso Tithoniano a Valanginiano Temprano se formó un espeso y ampliamente distribuido conjunto de sedimentos marinos que se relaciona con un continuo proceso de subsidencia térmica, combinado con fenómenos de extensión regional de trasarco.

### *La cuña de mar bajo kimmeridgiana*

Debido a la brusca caída relativa en el nivel del mar, acaecida en el Kimmeridgiano se acumularon sedimentos que son característicos de ambientes continentales y que se formaron bajo condiciones climáticas áridas y semiáridas (Formación Tordillo y equivalentes; Fig. 2). Dos importantes estructuras intracuencales, la Dorsal de Huincul [23] y el Dorso de los Chihuidos [24] (Fig. 3), generaron relieves positivos y produjeron una compartimentalización de la cuenca en tres depocentros: Noroeste, Sudoeste y Este [18, 16, 20].

Las sucesiones sedimentarias en los depocentros Sudoeste y Este (Fig. 3) están caracterizadas por depósitos de sistemas fluviales efímeros que pasan verticalmente a sistemas de acumulación eólicos que muestran la implantación de un amplio desierto de arena (erg) en ambas subcuencas [20]. En el Depocentro Este los materiales fluviales procedieron tanto desde el margen nororiental de la cuenca como desde la Dorsal de Huincul por el sur (Fig. 3). Por su parte, la principal área de contribución detrítica en el Depocentro Sudoeste fue el Macizo Norpatagónico (Fig. 3). En ambos depocentros, los aportes de materiales eólicos se dieron desde el sudoeste [20].

En el Depocentro Noroeste las facies sedimentarias muestran un cambio sistemático en su arquitectura, y desde las zonas proximales a las distales se pasa desde ambientes de abanico aluvial a fluvial efímero y de barreal [18, 20]. Las paleocorrientes indican aportes desde la Dorsal del Huincul por el sur y desde el arco magmático por el oeste (Fig. 3).

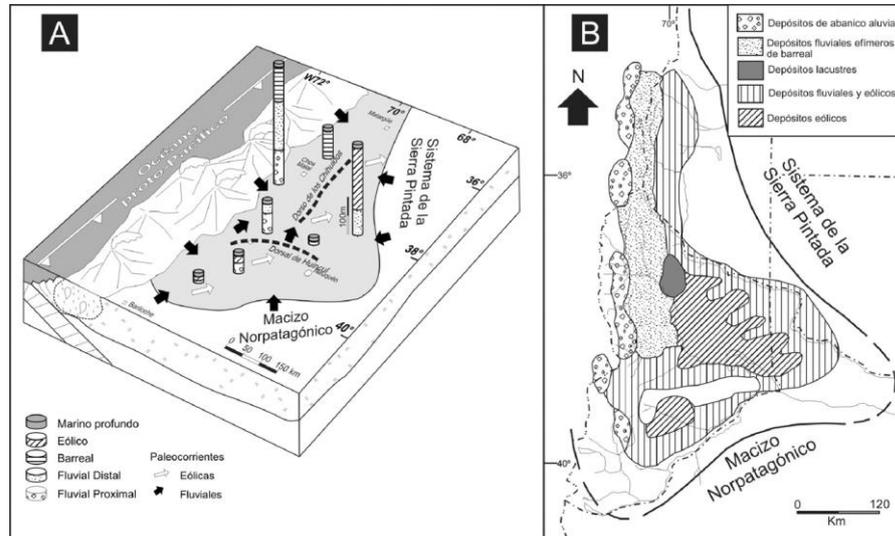


Fig. 3. Panorama de la cuenca durante el Kimmeridgiano. A. Evolución esquemática de los sistemas de deposición [20]. B. Mapa con la distribución regional de los principales sistemas de acumulación [16].

Paralelamente a los cambios en las facies sedimentarias y en los sistemas de acumulación, también se aprecian para los depósitos de la cuña de mar bajo kimmeridgiana significativas variaciones de espesor (Figs. 3 y 4). En el Depocentro Sudoeste el registro alcanza tan sólo 40 m [25, 16]; en el Depocentro Este el máximo espesor es de 320 m, pero decrece significativamente hacia los márgenes el NE, E y S de la cuenca [26, 27, 28]. Por su parte en el Depocentro Noroeste se manifiestan importantes cambios en la potencia de los depósitos, la que con valores muy reducidos en los sectores sur y este se incrementa notablemente hacia el sector noroeste de la depresión, con valores que superan los 450 m [16, 18].

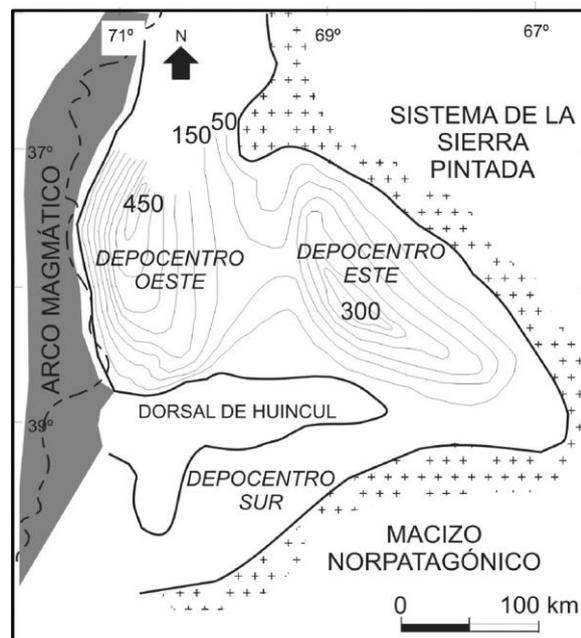


Fig. 4. Los depocentros kimmeridgianos con la distribución de los espesores sedimentarios (modificado de [18]).- 41 -  
L. A. Spalletti. Premio Consagración ANCFN-2013

El incremento de espesor hacia el flanco del Depocentro Noroeste que se encuentra próximo al arco magmático está acompañado por un muy particular ordenamiento de facies (Figs. 3 y 5) y por rasgos composicionales característicos. En tal sentido, la porción basal de estas sucesiones está constituida por depósitos aluviales proximales cuyos detritos han sido aportados por la denudación del arco magmático (18-20) y que pasan en sentido vertical a un potente conjunto de sedimentitas fluviales distales y de ambientes de barreal. El importante desarrollo de estas últimas facies, asociado con un diseño de superposición netamente retrogradacional, refleja un progresivo incremento de la acomodación (Fig. 5) o espacio disponible para la acumulación sedimentaria en este sector de la cuenca.

*La transgresión tithoniana y la sedimentación marina tithono-neocomiana*

En la mayor parte de la Cuenca Neuquina, los depósitos de la transición Jurásico-Cretácico (Formación Vaca Muerta) se caracterizan por sedimentitas de grano fino (pelitas y margas) con alto contenido en materia orgánica por lo que son mayormente oscuras y bituminosas. La base de esta unidad es una superficie isócrona que marca el inicio de la transgresión tithoniana, en tanto que su límite superior es progradacional y diacrónico, con registros más jóvenes a medida que se pasa desde el sector sur al central de la cuenca, donde alcanzan el Valanginiano Temprano [29-31] (Fig. 2).

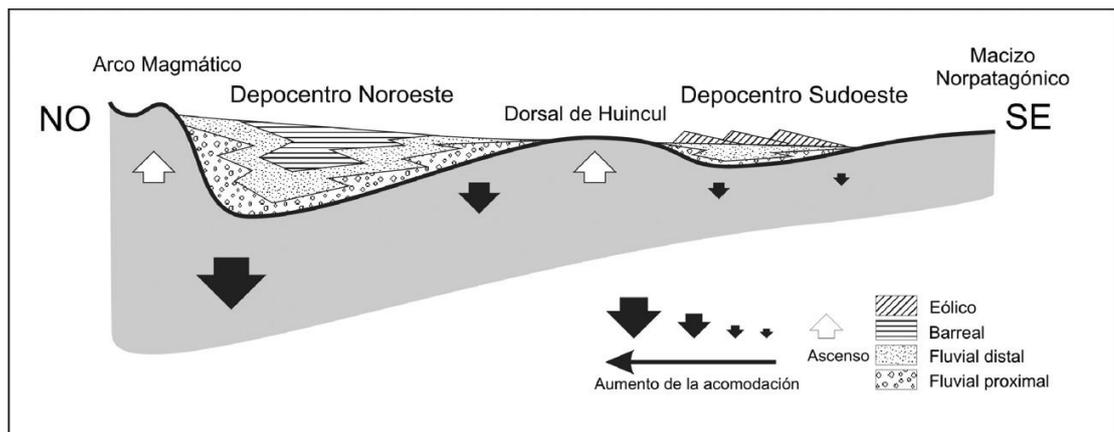


Fig. 5. Sección NO-SE de la cuña de mar bajo kimmeridgiana. Variaciones regionales y verticales en los sistemas sedimentarios de los depocentros Noroeste y Sudoeste y cambios laterales en la acomodación (tomada de [20]).

La expansión marina del Jurásico Tardío se ha vinculado con un período de relajamiento y subsidencia regional que sucedió a una fase de intensa inversión tectónica [9]. Así, los depósitos tithonianos basales se deben a una transgresión que acaeció rápidamente como resultado de un ascenso eustático asociado con reducidos aportes terrígenos, cuya combinación pudo haber motivado una sedimentación condensada de características anaeróbicas a disaeróbicas [1,7]. En tal contexto, se ha señalado [32, 33] que la geometría en golfo de la cuenca y el parcial aislamiento fisiográfico respecto al Océano Proto-Pacífico por crecimiento del arco magmático andino favorecieron el estancamiento de las aguas, el desarrollo de una marcada termo-picnoclina y la anoxia en las áreas depocentrales de la cuenca. La existencia de un mar de aguas cálidas favoreció asimismo el desarrollo de un sistema con alta productividad de nutrientes que contribuyó a la instalación de un ambiente anóxico en el sustrato de amplias regiones de la Cuenca Neuquina [34, 35].

Sobre la base de la geometría general del sustrato deposicional, se ha propuesto un modelo de rampa marina para el Tithoniano - Berriasiano de la Cuenca Neuquina [7, 31] que

ha sido ampliamente aceptado. El mismo está caracterizado por una pendiente de bajo ángulo y uniforme hacia el depocentro, sin quiebre de la plataforma y desprovisto de estructuras arrecifales de dimensiones regionales (Fig. 6). El patrón de distribución de facies carbonáticas y silicoclásticas está caracterizado por una transición gradual desde áreas marinas someras a profundas, en las que definen ambientes de rampa interna, media, externa y cuenca profunda [32, 34]. En tal contexto, buena parte de los depósitos corresponden a los sectores más distales y profundos de la rampa marina y son principalmente el producto de la decantación suspensiva de finos materiales terrígenos y no terrígenos.

La geometría en rampa se define en amplias regiones de la Cuenca Neuquina, y para el Jurásico Tardío y Cretácico Temprano se manifiesta con una gradual profundización desde los sectores cratónicos marginales ubicados en los flancos oriental, sudoriental y sur de la Cuenca Neuquina [6, 31, 36-38]. De este modo, la parte más profunda se ubica hacia el sector occidental, en una faja de rumbo NO-SE levemente oblicua con respecto al arco magmático andino [21, 38]. Procesos de significativa progradación, con la generación de cliniformas deposicionales [31, 39], se observan en las sucesiones sedimentarias a medida que se pasa de los sectores más someros a los más profundos de la cuenca (Fig. 6).

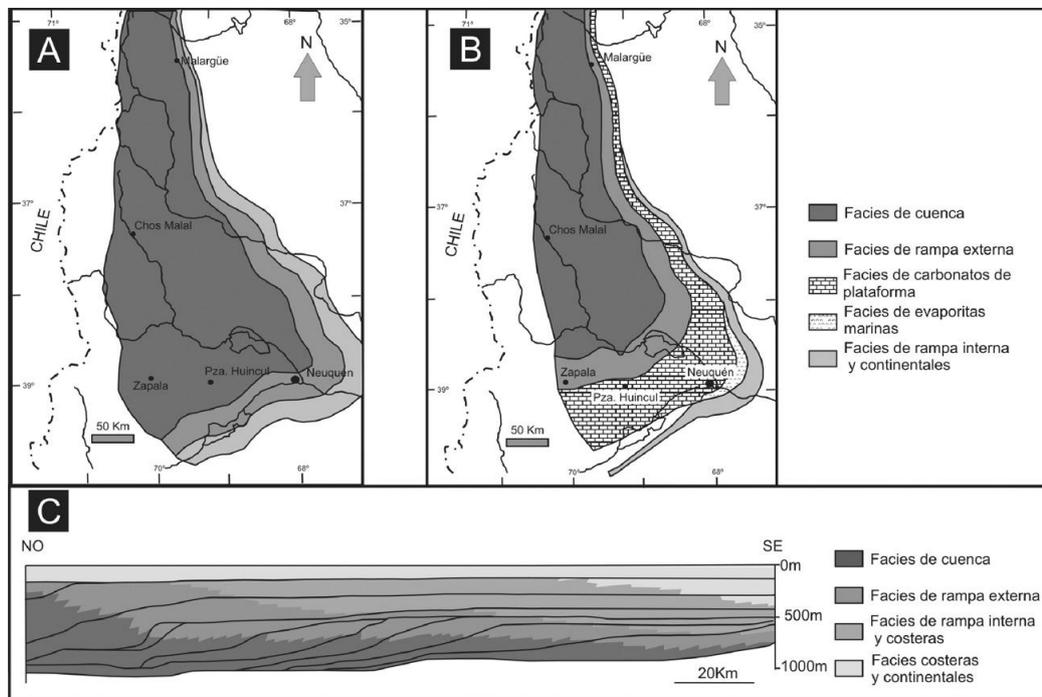


Figura 6. A y B. Mapas paleogeográficos de la Cuenca Neuquina para el Tithoniano y Berriasiano (modificados de [1, 7]. C. Sección regional del registro sedimentario Tithoniano – Valanginiano (modificado de [31] por [61]).

Asimismo, en comparación con lo que se registra en los sectores marginales cratónicos, los depósitos marinos de la región depocentral no sólo son los más distales, sino que alcanzan también los máximos espesores, que superan los 500 m [cf. 39, 40], poniendo de manifiesto la generación de una mucho mayor acomodación y fuerte asimetría en la subsidencia cuencial entre los márgenes cratónicos y el depocentro (Fig. 7).

Por su parte, la reconstrucción de los sistemas depositacionales hacia el sector occidental de la Cuenca Neuquina, es decir hacia el margen limitado por el arco magmático, es más problemática. Ello se debe a la supresión de buena parte del registro geológico durante la ulterior elevación de la cadena andina. No obstante, en una faja de afloramientos adyacente al arco magmático se han encontrado evidencias que permiten inferir algunos de los procesos de

acumulación ocurridos en el margen occidental del mar tithono-neocomiano [19, 42]. Se trata de depósitos generados por flujos gravitacionales de sedimentos (corrientes de turbidez de alta y baja densidad) y desmoronamientos de grandes dimensiones que removilizaron depósitos turbidíticos previos (Fig. 8). Estos procesos permiten interpretar la existencia de una zona de gradiente elevado en el flanco occidental activo de la cuenca y un perfil del fondo marino con quiebre de pendiente y desarrollo de un talud (Fig. 8). Los materiales detríticos provinieron de la denudación de las áreas marginales constituidas por las rocas del arco magmático, y si bien llevaron a la acumulación de un importante espesor de sedimentos, tuvieron una extensión bastante limitada hacia el interior de la cuenca (cf. 1, 19).

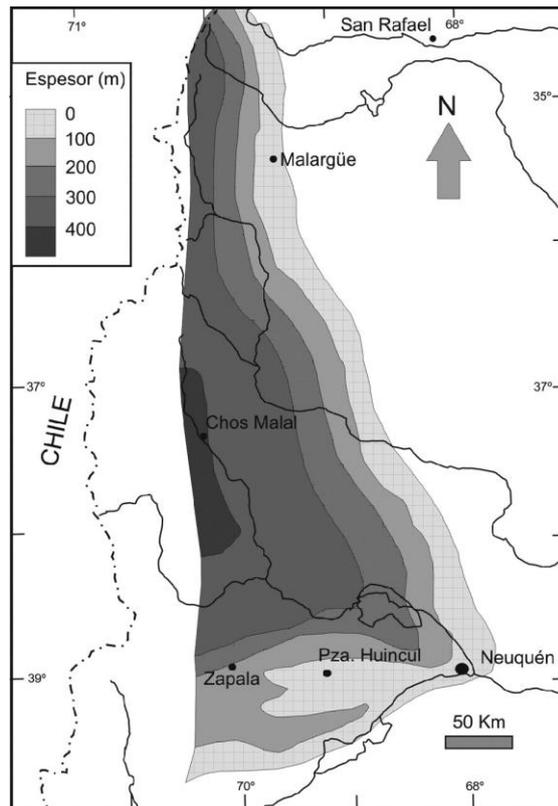


Fig. 7. Mapa de espesores de la Formación Vaca Muerta (Tithoniano – Valanginiano Temprano), modificado de [41]. - 43 - L. A. Spalletti. Premio Consagración ANCFN-2013

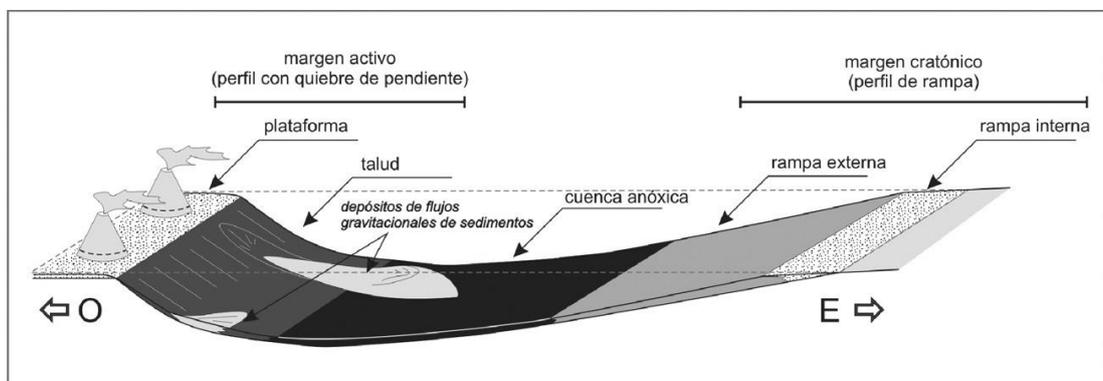


Fig. 8. Modelo del trasarco neuquino que muestra las diferencias en la fisiografía y los procesos de sedimentación entre los márgenes con talud, vinculado al arco magmático, y de rampa, asociado al área cratónica de la cuenca, según [19].

## Discusión

Buena parte de los procesos de deformación que se producen en los márgenes de convergencia de placas tectónicas se explican por la relación entre la litósfera y la astenósfera. La primera constituye la capa externa de la Tierra que presenta rigidez ante los esfuerzos aplicados durante importantes intervalos de tiempo, mientras que la astenósfera tiene un comportamiento fluido. En estas regiones, los fenómenos de deformación pueden provocar una flexura de la litósfera rígida, la que transmite lateralmente los esfuerzos aplicados. Este mecanismo es conocido como isostacia regional o simplemente flexión [43-45]. Una de las causales de la flexión litosférica es la sobrecarga producida por el emplazamiento de importantes edificios tectónicos, como las cadenas de montañas y los arcos de islas [46].

Asimismo, como resultado de la compensación flexural-isostática de la litósfera, en las regiones adyacentes a dichos rasgos tectónicos se produce subsidencia y por ende creación de espacio para la acumulación sedimentaria [47, 48]. Un hecho particular en estos casos es que la deflexión es máxima junto a la carga y disminuye progresivamente al alejarse de ésta. Además, se observa que a cierta distancia de la carga, la deflexión llega a anularse y cambia de signo, [49, 50] formando una elevación que recibe el nombre de *forebulge* (traducido aquí como combamiento frontal). En consecuencia, al patrón de subsidencia de las cuencas sedimentarias que se forman en estas circunstancias es fuertemente asimétrico, con la máxima generación de espacio en regiones adyacentes al edificio que muestra la flexión litosférica [51, 52].

Los ejemplos más estudiados de depresiones sedimentarias generadas en estas circunstancias son los de las cuencas de antepaís [53] que se forman en las regiones de contacto entre placas convergentes y se desarrollan entre un cratón (flanco estable) y una cordillera plegada (flanco activo). En este caso la subsidencia se debe a la flexión elástica producida por la carga de estructuras cabalgantes o sobrecorrimientos. Así, cuando el transporte del esfuerzo es en la dirección de la cuenca, el depocentro se ubica inmediatamente al frente de la faja corrida [54].

Si bien en la Cuenca Neuquina se ha reconocido una fase de antepaís, gobernada por un régimen tectónico compresional debido al ascenso de la faja de sobrecorrimiento andina y acaecida entre el Cretácico Tardío y el Cenozoico [2, 7, 9, 55], no existen elementos de juicio para sostener que estas condiciones tectónicas se hayan registrado en tiempos anteriores al Cretácico Tardío.

La fuerte asimetría en la distribución de los espesores sedimentarios tanto de los depósitos de la cuña de mar bajo kimberidiana como de la sedimentación marina tithononeocomiana, en ambos casos con máximos registros en la región adyacente al arco magmático, induce a pensar que la generación de la acomodación sedimentaria pudo tener relación con el crecimiento de esta barrera geológica y topográfica de origen plutónico-volcánico. Aún cuando el rol del volcanismo en la formación de depresiones sedimentarias ha sido generalmente ignorado, debe señalarse que varios autores [cf. 56-59] han sugerido que la deformación litosférica causada por sobrecarga volcánica puede llevar a la formación de cuencas flexurales caracterizadas por importante subsidencia y por la acumulación desde centenares a miles de metros de depósitos sedimentarios.

En tal contexto, nuestros resultados permiten confirmar el modelo de Waltham y colaboradores [60] en el que se muestra que la carga producida por un arco magmático puede no sólo influir sino también constituirse en el factor más determinante de la subsidencia. Debe señalarse además que el efecto de carga es efectivo en regiones en las que existe un fuerte contraste de densidad entre la corteza inferior y los productos volcánicos; esta situación se da

particularmente en arcos magmáticos desarrollados sobre una corteza continental [60], tal como ocurre en el caso de la Cuenca Neuquina (Fig. 9A).

Vale consignar que los efectos de la carga volcánica sobre la creación de espacio para la acumulación sedimentaria son sólo importantes en las cuencas o en los sectores de las cuencas que se encuentran próximos al arco magmático. Sus efectos se atenúan rápidamente y desaparecen en las áreas que se hallan a distancias del orden de los 100 Km del arco [60].

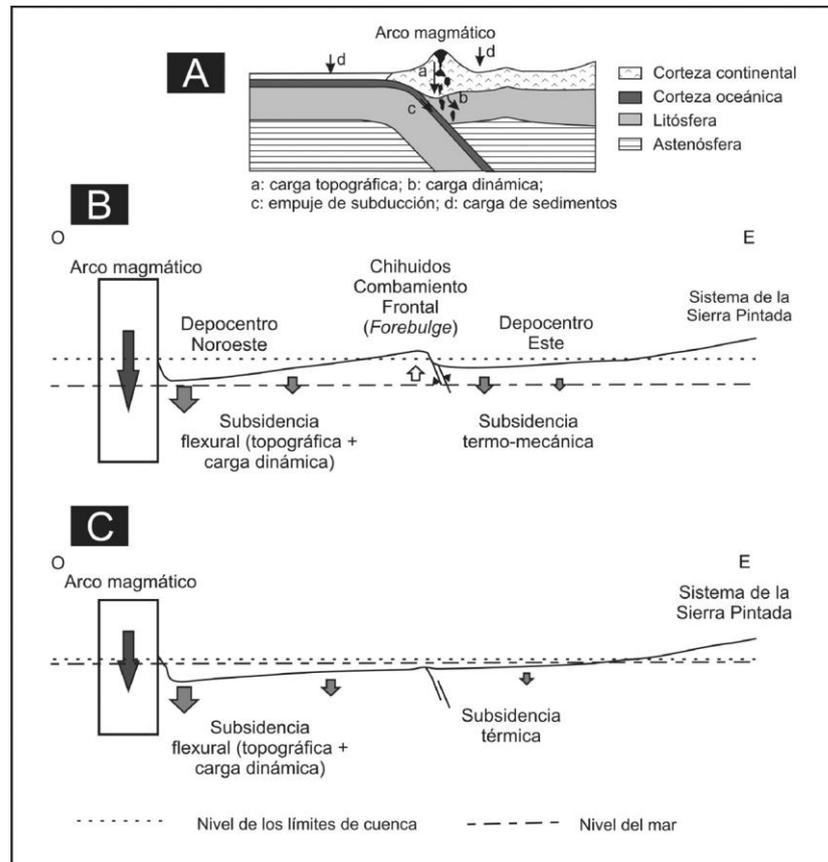


Fig. 9. Diagramas esquemáticos que muestran la relación entre la generación de espacio para la sedimentación y la carga producida por el desarrollo del arco magmático. A. Marco general de margen continental activo. B. Situación correspondiente a la cuña de mar bajo del Kimmeridgiano. C. Situación correspondiente a la sedimentación marina tithono-neocomiana.- 45 - L. A. Spalletti. Premio Consagración ANCEFN-2013

En la Cuenca Neuquina los patrones resultantes de subsidencia para el lapso Jurásico Tardío y Cretácico Temprano han sido complejos y no pueden ser asociados tan sólo con un enfriamiento cortical generalizado (fase de *sag*) como se ha interpretado tradicionalmente. Así como se ha demostrado que a este proceso debe sumársele el efecto producido por la reactivación de fallas intracuencales, también es necesario considerar que la marcada asimetría de la subsidencia entre el sector adyacente al arco magmático y las amplias regiones de la rampa pudo estar fuertemente influenciada por el fenómeno de compensación flexural isostático producido por la carga del arco magmático.

Por otra parte, el relieve positivo debido al crecimiento del arco magmático constituyó una barrera natural para la expansión hacia el oeste de la cuenca, a la vez que permitió el drenaje de los flujos gravitacionales (aluviales, fluviales y en masa) hacia el este. Es claro que las pendientes eran mucho más empinadas en el flanco occidental y en cortas

distancias se pasaba desde áreas fuertemente positivas (el arco) al eje del depocentro; en tanto, los gradientes eran considerablemente menores en los sectores relacionados con los márgenes del interior continental, siendo muy amplias las distancias entre el borde de la cuenca y el eje del depocentro. Asimismo, la fuerte asimetría en la acomodación sedimentaria, con la localización del eje del depocentro en las cercanías del arco magmático permite explicar la relativamente escasa expansión de los depósitos de flujos gravitacionales hacia en este y el menor impacto que tuvieron los aportes detríticos desde el arco magmático sobre amplias áreas de acumulación de la Cuenca Neuquina.

Durante el Kimmeridgiano, debido a la importante carga ejercida por el arco magmático no sólo se produjo subsidencia por compensación flexural isostática, sino que se desarrolló el combamiento frontal (*forebulge*) de Chihuidos. Esta elevación, debida al efecto aditivo de flexión litosférica con inversión de antiguas fallas de rift, produjo la compartimentalización de la cuenca en los depocentros Noroeste y Este (Fig. 9B). Por su parte, los tiempos tithono-neocomianos se caracterizaron por el ascenso generalizado el nivel del mar; la carga del arco magmático parece haberse reducido, ya que aunque fue manifiesta la subsidencia flexural, se atenuó significativamente el combamiento frontal de Chihuidos, mientras que la subsidencia térmica se generalizó y dominó en amplias regiones de la Cuenca Neuquina (Fig. 9C).

### Agradecimientos

El autor expresa su reconocimiento al CONICET, la SECyT y la Universidad Nacional de La Plata por la financiación brindada a largos años de investigaciones en la Cuenca Neuquina. Un especial agradecimiento a la Academia Nacional de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales por el honor que significa haber recibido el Premio Consagración 2013 en Ciencias de la Tierra.

### Referencias

- [1] L. Legarreta & M.A. Uliana, *Palaeogeogr. Palaeoclimat. Palaeoecol.* **120**, 303 (1996).
- [2] J. Franzese, J., L. Spalletti, I. Gómez Pérez & D. Macdonald, *J. South Amer. Earth Sci.* **16**, 81 (2003).
- [3] J.A. Howell, E. Schwarz, L.A. Spalletti & G.D. Veiga, en *The Neuquén Basin: a case study in sequence stratigraphy and basin dynamics*, G.D. Veiga, L.A. Spalletti, J.A. Howell & E. Schwarz (Editores), Geological Society of London, Special Publications **252**, 1 (2005).
- [4] P. Groeber, *Rev. Asoc. Geol. Argent.* **1**, 177 (1946).
- [5] P. Groeber, P.N. Stipanovic & A.G. Mingramm, *Geografía de la Argentina. Sociedad Argentina de Estudios Geográficos GAEA* **2**, 143 (1953).
- [6] L. Legarreta & C.A. Gulisano, en *Cuencas Sedimentarias Argentinas*, G. Chebli & L. Spalletti (Editores), Serie Correlación Geológica **6**, 221 (1989).
- [7] L. Legarreta & M.A. Uliana, en *Sea Level Changes at Active Plate Margins: Process and Product*, D.I.M. Macdonald (Editor.), International Association of Sedimentologists, Special Publication **12**, 429 (1991).
- [8] L. Legarreta, C.A. Gulisano & M.A. Uliana, en *Relatorio Geología y Recursos Naturales de Mendoza*, XII Congreso Geológico Argentino y II Congreso de Exploración de Hidrocarburos **1**, 87 (1993).

- [9] G.D. Vergani, A.J. Tankard, H.J. Belotti & H.J. Welsink, en *Petroleum Basins of South America*, A.J. Tankard, R. Suárez Soruco & H.J. Welsink (Editores), American Association of Petroleum Geologists Memoir **62**, 383 (1995).
- [10] E.O. Cristallini, G. Bottesi, A. Gavarrino, L. Rodriguez, R.N. Tomezzoli & R. Comeron, en *Evolution of the Andean Margin: a Tectonic and Magmatic View from the Andes to the Neuquén Basin (35°-39° S Lat.)*, S.M. Kay, & V.A. Ramos, (Editores), Geological Society of America Special Paper **407**, 147 (2006).
- [11] H.A. Leanza, *Rev. Museo Argent. de Cs. Nat. B. Rivadavia* **11**, 145 (2009).
- [12] A.J. Tankard, M.A. Uliana, H.J. Welsink, V.A. Ramos, M. Turic, A.B. França, E.J. Milani, B.B. Brito Neves, N. Eyles, J. Skarmeta, H. Santa Ana, F. Weins, M. Cirbián, O. López Paulsen, G.J.B. Germs, M.J. De Wit, T. Machacha & R. McG Miller, en *Petroleum Basins of South America*, A.J. Tankard, R. Suárez Soruco & H.J. Welsink (Editores), American Association of Petroleum Geologists Memoir **62**, 5 (1995).
- [13] R. Veiga, H. Verzi & H. Maretto, *Bol. Inform. Petrol.* **18**, 50 (2001).
- [14] F. Pángaro, R. Veiga & G. Vergani, G., *Actas 5° - 46 - Congreso Argentino de Exploración de Hidrocarburos*, 15 pp. Actas en CD. (2002).
- [15] A. Comínguez & J. Franzese, *Abstracts 6th International Symposium on Andean Geodynamics (ISAG)* (2005).
- [16] L.A. Spalletti, C. Arregui & G.D. Veiga, en *Relatorio XVIII Congreso Geológico Argentino: Geología y Recursos Naturales de la provincia del Neuquén*, H. Leanza, J. Vallés, C. Arregui & J.C. Danieli (Editores) **10**, 99 (2011).
- [17] R.L. Kugler, *Ph. D. Dissertation, Faculty of Graduate School of the University of Texas at Austin*, 524 pp. (1987)
- [18] L. Spalletti & F. Colombo Piñol, *Gondwana Res.* **8**, 363 (2005).
- [19] L. Spalletti, G. Veiga, E. Schwarz & J. Franzese, *Rev. Asoc. Geol. Argent.* **63**, 442 (2008).
- [20] L. Spalletti & G. Veiga, *Latin Amer. J. Journal Sedimentol. Basin Anal.* **14**, 85 (2007).
- [21] L. Spalletti, J. Franzese, S. Matheos & E. Schwarz, *J. Geol. Soc. London* **157**, 433 (2000).
- [22] D. Macdonald, I. Gómez Pérez, J. Franzese, L. Spalletti, L. Lawver, L. Gahagan, I. Dalziel, C. Thomas, N. Trewin, M. Hole & D. Paton, *Marine Petrol. Geol.* **20**, 287 (2003).
- [23] J.V. Ploszkiewicz, I.A. Orchueta, J.C. Vaillard & R.F. Viñes, *Actas IX Congreso Geológico Argentino II*, 163 (1984).
- [24] V. A. Ramos, en *Relatorio Geología y Recursos Naturales del Neuquén*. VII Congreso Geológico Argentino 99 (1978).
- [25] G.D. Veiga & L.A. Spalletti, *Gondwana Res.* **11**, 286 (2007).
- [26] C. Arregui, *Actas XII Congreso Geológico Argentino* **1**, 165 (1993).
- [27] L.B. Cazau & A.T. Melli, *Actas 5° Congreso Argentino de Exploración de Hidrocarburos*, 19 pp. Actas en CD. (2002).
- [28] H. Maretto, O. Carbone, C. Gazzera & M. Schiuma, en *Rocas Reservorio de las Cuencas Productivas Argentinas*, M. Schiuma, G. Hinterwimmer & G. Vergani (Editores), 5° Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos 335 (2002).
- [29] H.A. Leanza, *Rev. Asoc. Geol. Argent.* **28**, 97 (1973).
- [30] H. A. Leanza, en *Cuencas Sedimentarias del Jurásico y Cretácico de América del Sur*, W. Volkheimer & E. Mussachio (Editores) **2**, 559 (1981).
- [31] R.M. Mitchum, & M.A. Uliana, en *Seismic Stratigraphy: an Integrated Approach to Hydrocarbon Exploration*, B.R. Bero & D.G. Woolverton (Editores), American Association of Petroleum Geologists, Memoir **39**, 255 (1985).
- [32] L. Spalletti, G. Veiga, Z. Gasparini, E. Schwarz, M. Fernández & S. Matheos, *Boletim 5to. Simposio Cretácico do Brasil y Primer Simposio sobre Cretácico de América del Sur* 345 (1999).
- [33] Z. Gasparini, L. Spalletti, M. Fernández & M. de la Fuente, *Rev. Paléobiol.* **18**, 335 (1998).

- [34] L. Spalletti, Z. Gasparini, G. Veiga, E. Schwarz, M. Fernández & S. Matheos, *Rev. Geol. Chile* **26**, 109 (1999).
- [35] Z. Gasparini, L. Spalletti, S. Matheos & M. Fernández, *Actas XV Congreso Geológico Argentino I*, 473 (2002).
- [36] C.A. Gulisano, A.R. Gutiérrez Pleimling & R.E. Digregorio, *Actas IX Congreso Geológico Argentino I*, 236 (1984).
- [37] L. Spalletti, D. Poiré, E. Schwarz & G. Veiga, *J. South Amer. Earth Sci.* **14**, 609 (2001).
- [38] P. Doyle, D. Poiré, L. Spalletti, D. Pirrie, P. Brenchley & S. Matheos, *The Neuquén Basin: a Case Study in Sequence Stratigraphy and Basin Dynamics*, G.D. Veiga, L. Spalletti, J. Howell & E. Schwarz (Editores), Geological Society of London, Special Publication **252**, 185 (2005).
- [39] H.A. Leanza, F. Sattler, R.S. Martínez & O., Carbone, en *Relatorio XVIII Congreso Geológico Argentino: Geología y Recursos Naturales de la provincia del Neuquén*, H. Leanza, J. Vallés, C. Arregui & J.C., Danieli, (Editores) **12**, 113 (2011).
- [40] L. Legarreta, G.:A. Laffitte & S.A. Minniti, *Actas 4° Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos I*, 145 (1999).
- [41] L. Legarreta, H.J. Villar, G.A. Laffitte, C.A. Cruz & G. Vergani, en *Frontera Exploratoria de la Argentina*, G.A. Chebli, J.S. Cortiñas, L.A. Spalletti, L. Legarreta & E.L. Vallejo (Editores), Simposio del 6° Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos. IAPG, 233 (2005).
- [42] H.A. Leanza, C.A. Hugo, D. Repol & M. Salvarredy Aranguren, *Rev. Asoc. Geol. Argent.* **58**, 248 (2003).
- [43] D.L. Turcotte, D.C. McAdoo & J.G. Caldwell, *Tectonophysics* **47**, 193 (1978).
- [44] A.B. Watts, G.D. Karner & M.S. Steckler, *Philosophical Transactions Royal Society A* **305**, 249 (1982).
- [45] D. García Castellanos, *Tesis Instituto de Ciencias de la Tierra Jaume Almera*, CSIC, Barcelona, 170 pp. (1998).
- [46] M.C. Montaña Spagnolo, *Tesis de Grado, Universidad Simón Bolívar*, Sartenejas, Venezuela, 108 pp. (2008).
- [47] D.L. Turcotte & G. Schubert, *Geodynamics (2nd edition)*, Cambridge, Cambridge University Press, 456 pp. (2002).
- [48] A. Arche & J. López-Gómez, en *Sedimentología. del Proceso Físico a la Cuenca Sedimentaria*, A. Arche (Editor) Textos Universitarios, Consejo Superior de Investigaciones Científicas, Madrid, 1183 (2010).
- [49] A.J. Tankard, en *Foreland Basins*, P.A. Allen & P. Homewood (Editores) International Association of Sedimentologists, Special Publication **8**, 369 (1986).
- [50] T.E. Jordan, en *Tectonics of Sedimentary Basins*, C.J. Busby & R.V. Ingersoll (Editores), Blackwell Science 331 (1995).
- [51] H.W. Posamentier & G.P. Allen, *Geology* **21**, 455 (1993).
- [52] N. Pang, N. & D. Nummedal, *Geology* **23**, 173 (1995).
- [53] W.R. Dickinson, en *Tectonics and Sedimentation*, W.R. Dickinson (Editor), Special Publication Society of Economic Paleontologists and Mineralogists **22**, 1 (1974).- 47 - L. A. Spalletti. *Premio Consagración ANCEFN-2013*
- [54] P.A. Allen, P. Homewood & G.D. Williams, en *Foreland Basins*, P.A. Allen & P. Homewood (Editores) International Association of Sedimentologists, Special Publication **8**, 3 (1986).
- [55] V. A. Ramos, en *Geología Argentina*, R. Caminos (Editor), *Anales Inst. Geol. Recur. Miner.* **29**, 715 (1999).
- [56] A.B. Watts & J.R. Cochran, *Geophys. J. Royal Astronom. Soc.* **38**, 119 (1974).
- [57] A.B. Watts, C. Peirce, J. Collier, R. Dalwood, J.P. Canales, & T.J. Henstock, *Earth Planetary Sci. Lett.* **146**, 431 (1997).
- [58] H. Bahlburg & K.P. Furlong, *Tectonophysics* **259**, 245 (1996).
- [59] G.A. Smith, J.D. Moore & W.C. McIntosh, *J. Sediment. Res.* **72**, 836 (2002).

- [60] D. Waltham, R. Hall H.R. Smyth & C.J. Ebinger, *Geological Society of America, Special Paper* **436**, 11 (2008).
- [61] N. Rodrigues, P.R. Cobbold, H. Loseth & G. Ruffet, *J. Geol. Soc. London* **166**, 695 (2009).

*Manuscrito recibido el 20 de marzo de 2014.  
Aceptado el 25 de abril de 2014.*