

LA FORMACIÓN TORDILLO Y EQUIVALENTES (JURÁSICO TARDÍO) EN LA CUENCA NEUQUINA

Luis A. Spalletti¹, Carlos D. Arregui² y Gonzalo D. Veiga¹

1. Centro de Investigaciones Geológicas (UNLP – CONICET) spalle@cig.museo.unlp.edu.ar

2. Petrobras Argentina SA carlos.arregui@petrobras.com

RESUMEN

Los depósitos sedimentarios continentales del Jurásico superior constituyen un potente complejo de sedimentos clásticos que fue depositado como consecuencia de una profunda modificación en la paleogeografía de la Cuenca Neuquina ocurrida durante el Kimmeridgiano. El diastrofismo Intramálmico produjo el alzamiento y migración de un arco volcánico que interrumpió la comunicación con el proto-oceano Pacífico y creó las condiciones para la acumulación de hasta 800 m de un conjunto sedimentitas asociadas a ambientes sedimentarios que abarcan abanicos aluviales, fluviales, eólicos, lacustres, fluviales efímeros y de *playa-lake*. Este episodio culmina en el Tithoniano basal, con una generalizada inundación marina que en forma bastante abrupta deposita lutitas oscuras con elevado contenido de materia orgánica (Fm. Vaca Muerta) y que constituyen la principal roca generadora de hidrocarburos de la cuenca. Se realizará en esta síntesis una breve recopilación de las opiniones de los diferentes geocientistas que trabajaron en este intervalo y luego se describirá la paleogeografía y evolución de los depósitos y las particularidades de las diferentes regiones en que puede subdividirse el relleno de esta unidad. Es dentro de la Cuenca Neuquina un evento geológico trascendente tanto desde el punto de vista de la evolución geodinámica como de su importancia económica ya que ha participado como roca almacén, como vía principal de largas migraciones hacia los bordes de cuenca y también como sello de carácter local y regional constituyendo, por volúmenes de hidrocarburos descubiertos, el principal reservorio de la cuenca.

Palabras clave: Depósitos clásticos continentales, Jurásico Tardío, Tordillo, Sierras Blancas, Catriel, Quebrada del Sapo

ABSTRACT

The Tordillo Formation and equivalents (Late Jurassic) in the Neuquén Basin. - The Late Jurassic continental deposits of the Neuquén Basin constitute a thick complex of clastic sediments deposited as a consequence of a profound paleogeographic change occurred during Kimmeridgian times. The Intramalmic diastrophism produced the rise and migration of a volcanic arc that close the connection with the proto-Pacific ocean and creates the conditions for the accumulation of over 800 m of deposits associated with different sedimentary environments, such as alluvial fans, fluvial, eolian, lacustrine, ephemeral fluvial and playa-lake. This stage ends in the basal Tithonian with a generalized and abrupt marine flooding that deposited dark shales with an important content of organic matter (Vaca Muerta Fm.), which is the main source rock of the basin. In this synthesis a brief summary of the opinions of the different geocientists that worked in this interval will be introduced together with the description of the paleogeography and evolution of the sedimentary record of this stage. This unit is very important both in the geodynamic evolution of the Neuquén Basin and its economic significance as carrier of long hydrocarbon migrations, local and regional seal and, especially as the main hydrocarbon reservoir, in terms of volumes, of the entire basin.

Key words: Clastic continental deposits, Late Jurassic, Tordillo, Sierras Blancas, Catriel, Quebrada del Sapo

INTRODUCCIÓN

Las sedimentitas clásticas continentales atribuidas al Kimmeridgiano (Fig. 1) y conocidas estratigráficamente como Formación Tordillo (y sus equivalentes, Fms. Sierras Blancas, Catriel y Quebrada del Sapo) constituyen un caso muy particular en razón de su gran extensión y los importantes espesores involucrados, que la hacen única en la evolución de la Cuenca Neuquina. Con el desarrollo de la cuenca como productora de combustibles fósiles, esta unidad adquiere una importancia mayúscula por ser la que contiene los mayores volúmenes de reservas de hidrocarburos (Maretto *et. al.* 2002). Así, estos depósitos han sido objeto de estudio por parte de numerosos autores, quienes se han ocupado fundamentalmente de su estratigrafía, correlaciones regionales, constitución litológica y procesos de acumulación.

En el marco de este relatorio, nuestra contribución intenta presentar una síntesis sobre los conocimientos

alcanzados sobre la Fm. Tordillo y unidades equivalentes, con énfasis en las características de su registro sedimentario en distintos sectores de la Cuenca Neuquina, relaciones con los términos estratigráficos infra y suprayacentes, variabilidad regional y temporal en los sistemas de depositación, definición de depocentros y modelado paleogeográfico de los sistemas de acumulación desarrollados durante el Kimmeridgiano.

ANTECEDENTES

En sus estudios fundacionales sobre los depósitos que constituyen el relleno mesozoico de la Cuenca Neuquina, Groeber (1946) define dos grandes ciclos sedimentarios a los que denominó Jurásico (constituido a su vez por los subciclos Cuyano y Loteniano-Chacayano) que abarca el lapso Triásico Tardío a Kimmeridgiano y Ándico que comprende al intervalo que va desde el Tithoniano al Conia-

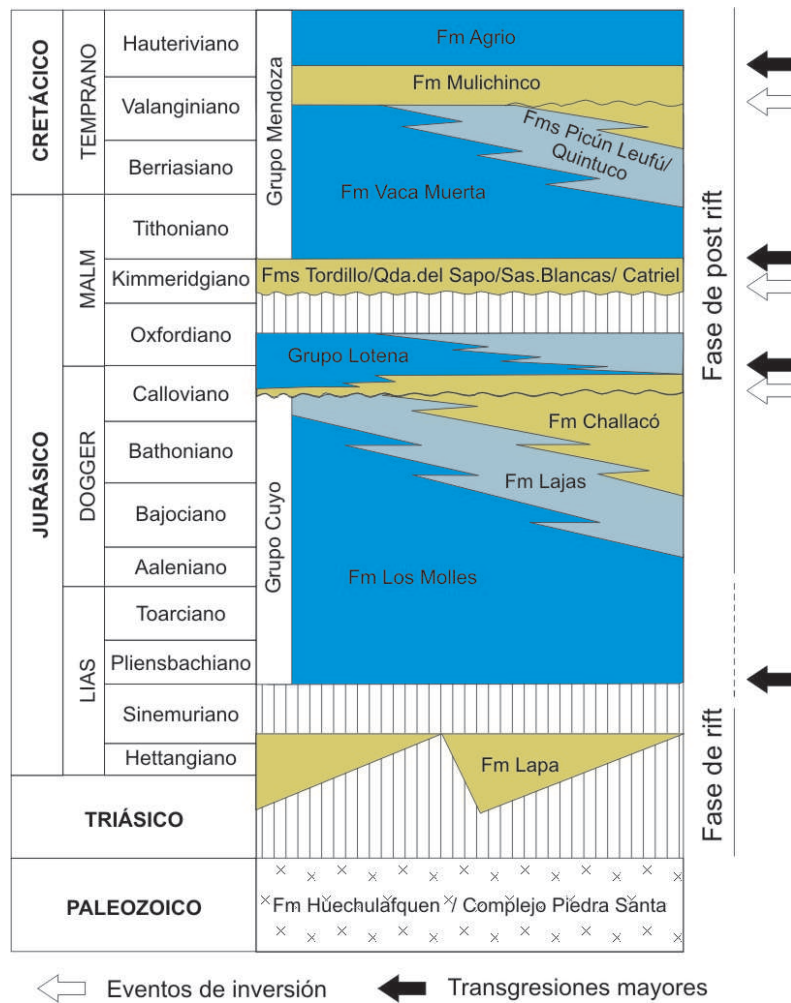


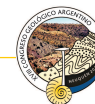
Figura 1: Columna estratigráfica general del Jurásico y Cretácico Temprano en la Cuenca Neuquina.

ciano. Para Groeber (1946) el conjunto de potentes areniscas mayormente rojas del Malm, a las que denominó **Tordillense**, representan el final del Chacayano (Fig. 3). En cambio, Stipanovic & Mingramm (Groeber *et al.* 1953) consideran a estas sedimentitas como los depósitos iniciales del Ándico (o Preándico), dado que se ubican por encima de la discordancia intra o intermálmica, neoxfordiana o Araucánica (Fig. 3). Esta propuesta ha sido luego seguida por diversos autores, tales como Stipanovic (1966, 1969), Leanza *et al.* (1977), Orchueta & Ploszkiewicz (1984), Legarreta & Gulisano (1989), Riccardi & Gulisano (1990), Leanza & Zeiss (1990), Vergani *et al.* (1995) y Cruz *et al.* (1999). Por su parte, Digregorio (1978) y Legarreta & Uliana (1999) han justificado la ubicación de los depósitos tordillenses en el Chacayano. Vale agregar que en cuanto a la ubicación estratigráfica de este conjunto sedimentario existe una tercera opción y es el de asignar su parte basal al Chacayano y la cuspidal al Ándico (Fig. 2), ambas separadas por la discordancia Araucana (véase Digregorio & Uliana 1980).

Desde el punto de vista litoestratigráfico, las sedimentitas que nos ocupan son conocidas como **Formación Tordillo** (Stipanovic 1966, tomado del Tordillense de Groeber 1946). En algunos sectores de la Cuenca Neuquina han recibido otras denominaciones, como **Formaciones Sierras Blancas y Catriel** (Digregorio 1972) en el subsuelo del Engolfamiento Neuquino (Fig. 3), la primera constituida

por areniscas de grano mediano a grueso, verdosas y rojizas de líticos volcánicos, feldespato y cuarzo. La segunda desarrollada en una extensión areal más amplia y compuesta por areniscas finas a medianas de típica coloración verdosa debido a la abundancia de clorita autigénica en el material intersticial entre los granos. Finalmente la **Formación Quebrada del Sapo** (Parker 1965; Digregorio 1972) ha sido definida en los afloramientos ubicados en el sector sudoeste de la Cuenca Neuquina (Fig. 3).

Debe señalarse que en el Engolfamiento Neuquino la distinción de dos unidades estratigráficas (Fms. Sierras Blancas y Catriel) se ha efectuado fundamentalmente en el sector NE de esta región y ha sido aplicada por diversos autores (cf. Maretto *et al.* 2002, 2005; Maretto & Lara 2002); no obstante, Cazau & Melli (2002) han destacado que la subdivisión en dos unidades litoestratigráficas está fundada principalmente en criterios petrofísicos. Por otra parte, algunos autores, como Muñoz *et al.* (1984), Benito & Manassero (1992) y Arregui (1993), han preferido extender la denominación de Fm. Tordillo para estos depósitos del sector nororiental del Engolfamiento Neuquino. En cambio, en el área de la Dorsal de Huinul, la terminología más aceptada es la de Fm. Tordillo (Boll & Valencio 1996; Fernández *et al.* 2002; Mosquera 2002; Veiga *et al.* 2002). En cambio, Cevallos (2005) ha sugerido elevar la jerarquía litoestratigráfica de Tordillo a Grupo, el que estaría consti-



GROEBER (1946)			STIPANICIC Y MINGRAMM (1953)	DIGREGORIO Y ULIANA (1980)	
ÁNDICO (parc.)	MENDOCIANO (parc.)	VACAMUERTENSE	VACA MUERTA		VACA MUERTA
			PREÁNDICO	TORDILLO	TORDILLO II
JURÁSICO (parc.)	LOTENIANO-CHACAYANO (parc.)	TORDILLENSE	Disc. Araucana		TORDILLO I
		AUQUILCOENSE/MANGUENSE	AUQUILCO/LA MANGA		AUQUILCO/LA MANGA

Figura 2: Ubicación de la Fm. Tordillo en los ciclos sedimentarios mesozoicos de Groeber (1946) y esquemas propuestos posteriormente por Stipanivic & Mingramm (en Groeber et al. 1953) y Digregorio & Uliana (1980). El modelo de Groeber ha sido seguido por Digregorio (1978) y Legarreta & Uliana (1999). El esquema de Stipanivic también fue adoptado por numerosos autores, tales como Stipanivic (1966, 1969), Leanza et al. (1977), Legarreta et al. (1981), Orchueta & Ploszkiewicz (1984), Legarreta & Gulisano (1989), Riccardi & Gulisano (1990), Leanza & Zeiss (1990), Vergani et al. (1995) y Cruz et al. (1999). Por su parte, el esquema de Digregorio & Uliana ha sido seguido por Legarreta et al. (1981) y Riccardi (1983).

	CUENCA NEUQUINA OCCIDENTAL	ENGOLFAMIENTO NEUQUINO	CUENCA NEUQUINA SUDOCCIDENTAL
MARCHESE (1971)	FM. TORDILLO	FM. SIERRAS BLANCAS	FM. QUEBRADA DEL SAPO
DIGREGORIO Y ULIANA (1980)	FM. TORDILLO (II)	FM. CATRIEL FM. SIERRAS BLANCAS	
	FM. TORDILLO (I)		
RICCARDI (1983)	FM. TORDILLO	FM. CATRIEL	FM. QUEBRADA DEL SAPO
	FMS. LA MANGA/AUQUILCO	FM. SIERRAS BLANCAS	
ORCHUELA Y PLOSKIEWICZ (1984) SU PREÁNDICO	FM. TORDILLO	FM. CATRIEL FM. SIERRAS BLANCAS	FM. QUEBRADA DEL SAPO
ZAVALA ET AL. (2008a)		FM. CATRIEL FM. SIERRAS BLANCAS	FM. QUEBRADA DEL SAPO
			FM. TORDILLO

Figura 3: Esquemas de correlación y nomenclatura estratigráfica propuestos por distintos autores para los depósitos clásticos kimmeridgianos en los sectores occidental, sudoccidental (al sur de la Dorsal de Huinul) y del Engolfamiento en la Cuenca Neuquina.

tuido de base a techo por una unidad informal (Miembro Rojo), las Fms. Sierras Blancas-Quebrada del Sapo y finalmente la Fm. Catriel.

En lo que hace al área ubicada al sudoeste de la Dorsal de Huinul, Leanza (1985, 1993), Leanza & Hugo (1997) y Leanza et al. (2000) han indicado que la Fm. Quebrada del Sapo se encuentra por encima de la discordancia Araucana y por ende es incorporada al Ándico. Al respecto, ya en 1971, Marchese correlacionó a la Fm. Tordillo (en superficie sector oeste y norte de la cuenca) con la Fm. Quebrada del Sapo (al sur de la dorsal de Huinul), así como con la Fm. Sierras Blancas en el subsuelo del sector noreste del Engolfamiento Neuquino (Fig. 3). En cambio Riccardi (1983) vinculó a la Fm. Tordillo con las Fms. Quebrada del Sapo y Catriel (Fig. 3), mientras que sugirió que la Fm. Sierras Blancas es correlacionable con unidades más antiguas (Fms. Barda Negra y La Manga – Auquilco). Por su parte, Digregorio & Uliana (1980) consideran que sólo los términos superiores (ándicos) de la Fm. Tordillo pueden guardar relación con las Fms. Sierras Blancas y Catriel (Fig. 3). Más tarde, Orchueta & Ploszkiewicz (1984) incluyeron a las Fms. Tordillo, Sierras Blancas y Catriel en el que denominan Ciclo Preándico (Fig. 3), ubicado entre la discordancia intramálmica y la paraconcordancia de la base del Tithoniano. Vale señalar, que en el sector sudoccidental de la Cuenca Neuquina, Zavala et al. (2008a) han propuesto la existencia de dos unidades, las Fms. Tordillo y Quebrada del Sapo en orden sucesivo y separadas por una discontinuidad erosional (superficie de deflación) a la que asignan significado tectónico (discordancia intrakimmeridgiana); además, estos autores asumen que las

Fms. Sierras Blancas y Catriel serían más jóvenes que la Fm. Tordillo por ubicarse por encima de la mencionada discontinuidad (Fig. 3).

En dirección a la región del arco magmático, Groeber (1946) señala que la sucesión Tordillense pasa al oeste al Chilelense: más de 4000 metros de mantos, brechas y tobas porfiríticas. En este sentido, diversos autores (cf. Charrier et al. 2007) consideran sincrónicas a las Fms. Tordillo y Río Damas. Esta última es una unidad volcánicla kimmeridgiana del orden de los 5000 m de potencia desarrollada a lo largo de la frontera argentino chilena y en territorio chileno (cf. Davidson & Vicente 1973; Davidson 1988; Legarreta & Gulisano 1989; Legarreta & Uliana 1996a; 1996b)).

RELACIONES ESTRATIGRÁFICAS

En la mayor parte de la Cuenca Neuquina, las sedimentitas de la Fm. Tordillo y sus equivalentes suceden estratigráficamente a rocas carbonáticas y evaporitas oxfordiano-kimmeridgianas del Ciclo Chacayano y conocidas como Fms. La Manga y Auquilco, respectivamente (Fig. 4). Tanto por su posición traslapante en algunas áreas como por la naturaleza fuertemente erosional de la superficie basal, las sedimentitas que nos ocupan pueden ubicarse sobre unidades estratigráficas más antiguas del registro mesozoico de la Cuenca Neuquina. En la Dorsal de Huinul y al sur de esta estructura los depósitos continentales kimmeridgianos (Fm. Tordillo – Fm. Quebrada del Sapo) sobreyacen a las sedimentitas de la

	Sector occidental	Engolfamiento Neuquino sectores E y NE	Engolfamiento Neuquino sector S, Dorsal de Huincul	Sector sudoccidental
Tithoniano	Fm. Vaca Muerta	Fm. Vaca Muerta	Fm. Vaca Muerta	Fm. Vaca Muerta
Kimmeridgiano	Fm. Tordillo	Fm. Tordillo Fm. Catriel	Fm. Tordillo	Fm. Quebrada del Sapo
		Fm. Sierras Blancas		
Oxfordiano	Fm. Auquilco Fm. La Manga	Fm. Auquilco Fm. Barda Negra	Fm. Lotena	Fm. Fortín 1° de Mayo
Calloviano	Fm. Lotena	Fm. Lotena		Fm. Lotena

Figura 4: Denominaciones estratigráficas de las sedimentitas continentales kimmeridgianas en la Cuenca Neuquina y sus relaciones con unidades infra y suprayacentes.

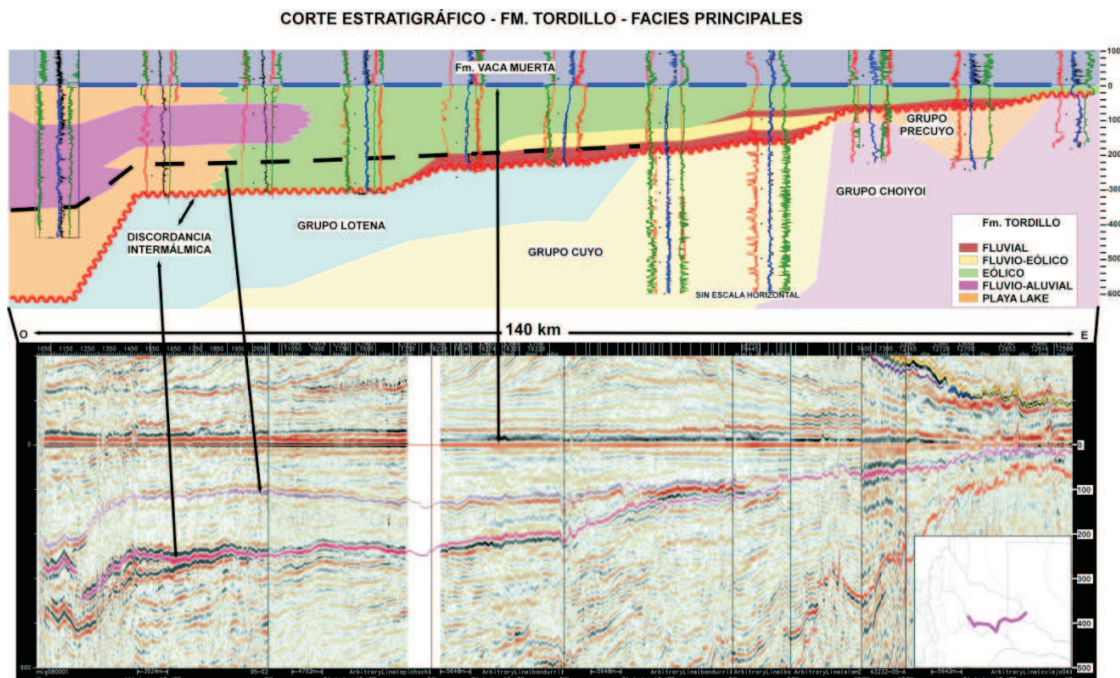


Figura 5: Corte regional y línea sísmica de orientación este-oeste que permiten apreciar las variaciones de espesor de las sedimentitas continentales kimmeridgianas, sus cambios generales de facies y de sistemas de deposición, y las distintas relaciones estratigráficas. Nótese cómo de oeste a este los depósitos kimmeridgianos se apoyan sobre unidades progresivamente más antiguas.

Formación o Grupo Lotena (cf. Cevallos 2005; Leanza & Hugo 1997), aunque también pueden hacerlo sobre otras unidades preexistentes (como por ejemplo el Grupo Cuyo en el área de Chacaico-Charahuilla). Las exposiciones permiten reconocer una angularidad manifiesta en la base de la Fm. Tordillo que varía entre 50 a 60° en Cerro Lotena a unos 10° en sectores del flanco sur del anticlinal de Picún Leufú. Los clásticos continentales kimmeridgianos son, a su vez, cubiertos por una espesa sucesión de lutitas y margas negras marinas que corresponde a la Fm. Vaca Muerta y cuya sedimentación se inició durante el Tithoniano (Fig. 4).

La variable ubicación que se ha dado a la Fm. Tordillo y sus equivalentes en los ciclos reconocidos para el Mesozoico de la Cuenca Neuquina, tiene directa implicación con respecto al evento diastrófico araucano y a las relaciones estratigráficas. Así, los autores que ubican a los depósitos estudiados como parte del Ciclo Ándico (o Preándico) indican la presencia de una discordancia en la base de la sucesión (Leanza *et al.* 1977; Zanettini 1979; Orchueta & Ploszkiewicz 1984; Gulisano *et al.* 1984, Leanza 1985, 1993; Leanza & Garate Zubillaga 1987; Riccardi & Gulisano 1990; Gulisano & Gutiérrez Pleimling 1995; Arregui *et al.* 1996; Boll & Valencio 1996; Leanza & Hugo 1997; Cruz *et al.* 1999).

En un sentido opuesto se han expresado Digregorio (1978), Digregorio & Uliana (1980) y Barton & Dellapé (1993) quienes se inclinan a sostener un pasaje gradual desde las evaporitas de la Fm. Auquilco a la Fm. Tordillo. En tal sentido, Digregorio & Uliana (1980) han señalado que los términos inferiores de la Fm. Tordillo poseen vinculaciones laterales con depósitos correspondientes a las Fms. La Manga y Auquilco; entre tanto, Legarreta *et al.* (1993) mencionan una discontinuidad estratigráfica que produjo erosión de las evaporitas de la Fm. Auquilco, aunque señalan que otro ciclo evaporítico más joven es contemporáneo con la Fm. Tordillo. Por su parte, Legarreta *et al.* (1981) y también Riccardi (1983) se han inclinado por sostener que el diastrofismo intermálmico se manifiesta dentro de la Fm. Tordillo y se expresa como la superficie que delimita a dos clásicos miembros informales o secciones (rojo inferior y verde superior) que Cangini (1968), Marchese (1971) y Digregorio & Uliana (1980), entre otros, han propuesto reconocer dentro de esta unidad.

En su tesis doctoral Gulisano (1988) efectúa un tratamiento especial a las regiones en donde las exposiciones no permiten establecer con absoluta seguridad la relación basal comentando que «en la región occidental donde las evidencias de campo son poco claras respecto del

contacto entre las Fms. Auquilco y Tordillo, la primera presenta un marcado traslape transgresivo mostrando además importantes cambios laterales. En cambio la Fm. Tordillo, de ambiente enteramente continental, mantiene sus características a lo largo de grandes distancias»

La línea sísmica regional que une el límite de la faja plegada con la plataforma de Catriel (borde nororiental de la Cuenca Neuquina), conjuntamente con el corte elaborado con información de sondeos (Fig. 5) permite reconocer el límite de la base de la Fm. Tordillo, que desde oeste a este se apoya sucesivamente sobre evaporitas de la Fm. Auquilco, clásticos de las Fms. Barda Negra - Lotena y Punta Rosada, facies volcánicas del Grupo Choyoi, manteniendo una uniformidad y continuidad en sus facies mucho mayor que la de las unidades infrayacentes, de la misma manera descripta en afloramientos por Gulisano (1988).

En lo que hace a la relación entre la Fm. Tordillo y la suprayacente Fm. Vaca Muerta (Fig. 4), la gran mayoría de los investigadores mencionados se han manifestado por la existencia de un pasaje transicional. En realidad, el mismo se manifiesta por una superficie transgresiva de orden menor (Spalletti & Veiga 2007). Es oportuno indicar, en tal sentido, que Cruz *et al.* (1999) señalan que el límite superior de la Fm. Tordillo es, de acuerdo a Mutti *et al.* (1994), una superficie de inundación catastrófica, hecho que se ve corroborado por la intensa deformación sinsedimentaria de muchas de las capas cuspidales de la sucesión continental kimmeridgiana (cf. Spalletti & Veiga 2007). Por su parte, Boll & Valencio (1996) son los únicos autores que señalan la presencia de un contacto discordante entre las Fms. Tordillo y Vaca Muerta para la región de subsuelo de la Dorsal de Huincul.

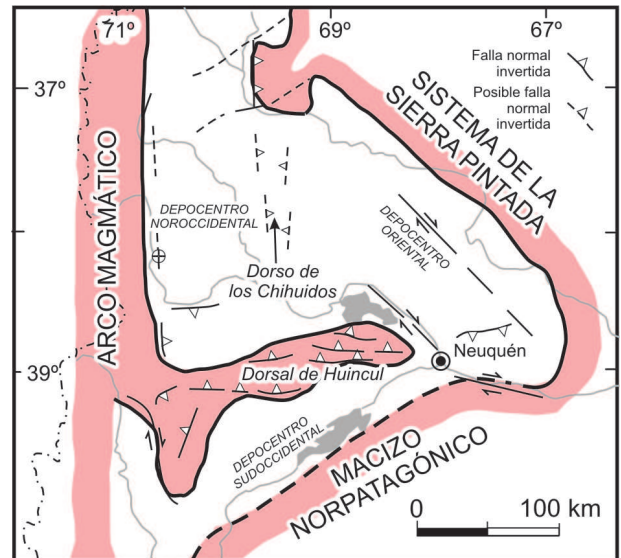


Figura 6: Depocentros definidos por Spalletti & Veiga (2007) para las sedimentitas continentales kimmeridgianas.

LOS DEPOCENTROS KIMMERIDGIANOS DE LA CUENCA NEUQUINA: CARACTERES, DISTRIBUCIÓN Y EVOLUCIÓN

Sobre la base de la distribución de espesores correspondientes a los depósitos continentales kimmeridgianos y a su relación con las áreas que fueron reactivadas durante la inversión tectónica acaecida entre el Oxfordiano Tardío y el Kimmeridgiano Temprano, para la región neuquina de la cuenca, se pueden definir tres depocentros: noroccidental, sudoccidental y oriental (Fig. 6). Los dos primeros están ubicados a lo largo de la faja andina del Neuquén y

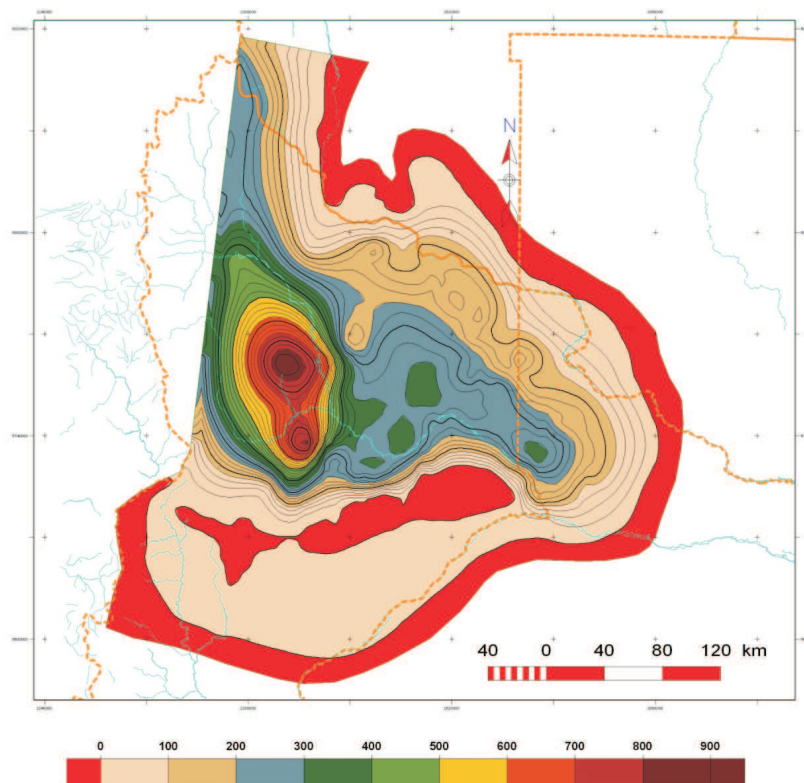


Figura 7: Mapa isopáquico de las sedimentitas continentales kimmeridgianas. Nótese los importantes espesores del depocentro noroccidental en comparación con los correspondientes a los otros dos depocentros.

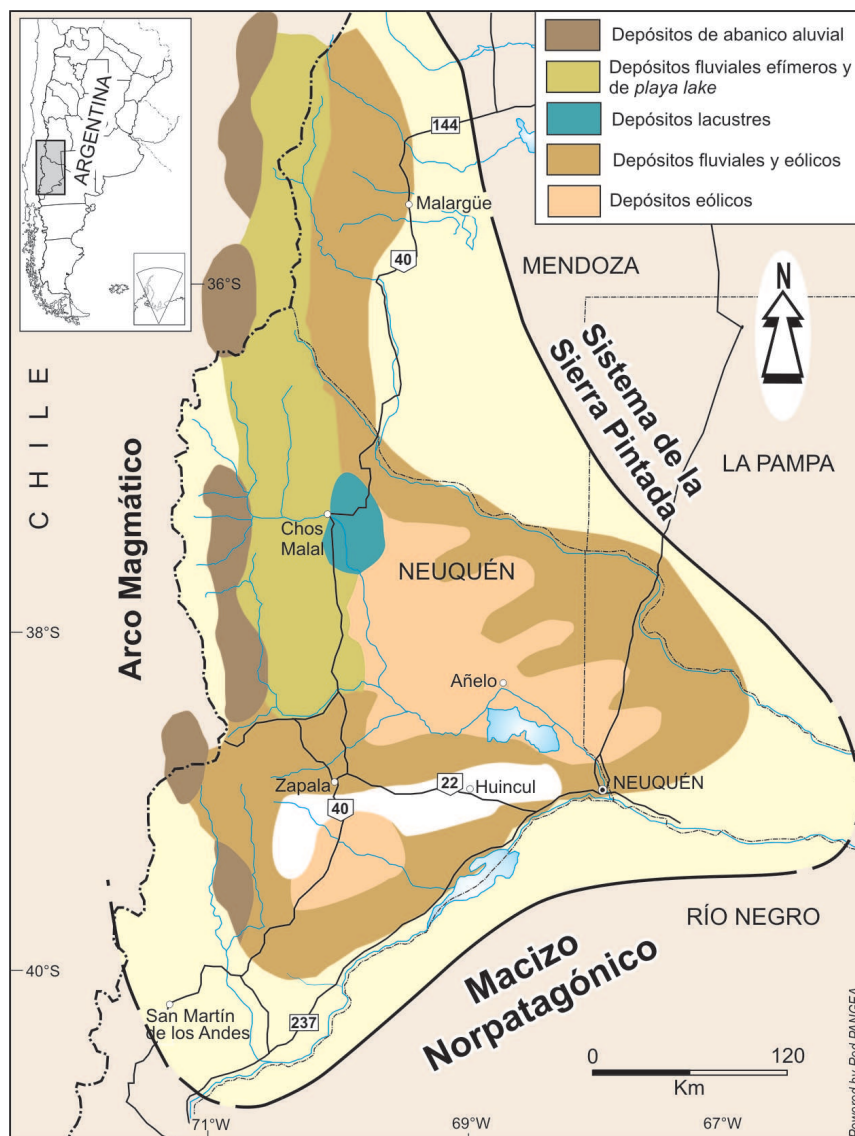


Figura 8: Distribución de los principales sistemas de deposición correspondientes a los depósitos continentales kimberidgianos (modificado de Gulisano & Gutiérrez Pleimling 1995).

están separados por la Dorsal de Huincul (Ploszkiewicz *et al.* 1984) que constituye un área intensamente afectada por procesos tectónicos intracuencales (Fig. 6). Por su parte, los depocentros noroccidental y oriental (que ocupa el ámbito del Engolfamiento Neuquino) están limitados por el alto estructural de orientación meridiana que Ramos (1978) denominara Dorso de Los Chihuidos (Fig. 6), ubicado en el deslinde entre la faja plegada y el sector de plataforma que no termina de desvincular completamente el depocentro occidental del correspondiente al sector del Engolfamiento Neuquino. En tal sentido, el mapa de espesores (Fig. 7) muestra claramente la existencia de este alto relativo vinculado al mencionado Dorso de Los Chihuidos por el norte y a la estructura positiva del área de Mangrullo por el sur.

Vale agregar que la relación entre los depocentros sudoccidental y oriental no puede establecerse fehacientemente debido a los movimientos de ascenso y los procesos erosivos que ocurrieron posterioridad al Jurásico en el sector de la Cuenca donde debe ubicarse el deslinde entre ambas áreas de acumulación.

Cada uno de los depocentros se caracteriza por una muy particular distribución de facies sedimentarias (Fig. 8). El depocentro sudoccidental está esencialmente formado por depósitos de origen eólico y fluvio-eólicos. El depocentro oriental –correspondiente al área del Engolfamiento Neuquino– muestra asociaciones fluviales y eólicas en todo su sector marginal, mientras que hacia su región interior se hacen dominantes los depósitos eólicos (Fig. 8). Por su parte, en el depocentro noroccidental se define una asociación predominantemente fluvial, con depósitos proximales asignados a ambientes de abanico aluvial y depósitos distales típicos de sistemas fluviales efímeros y de *playa lake* (Fig. 8).

En el **depocentro noroccidental** las sedimentitas kimberidgianas corresponden a la Fm. Tordillo. Se registran aquí importantes variaciones de espesor (Fig. 7), ya que las secciones más potentes se ubican hacia el sector noroeste, mientras que se reducen significativamente hacia el sur y este. Los depósitos se interpretan como pertenecientes a sistemas fluviales (Fig. 9) desarrollados en condiciones de aridez (Spalletti & Colombo Piñol 2005).

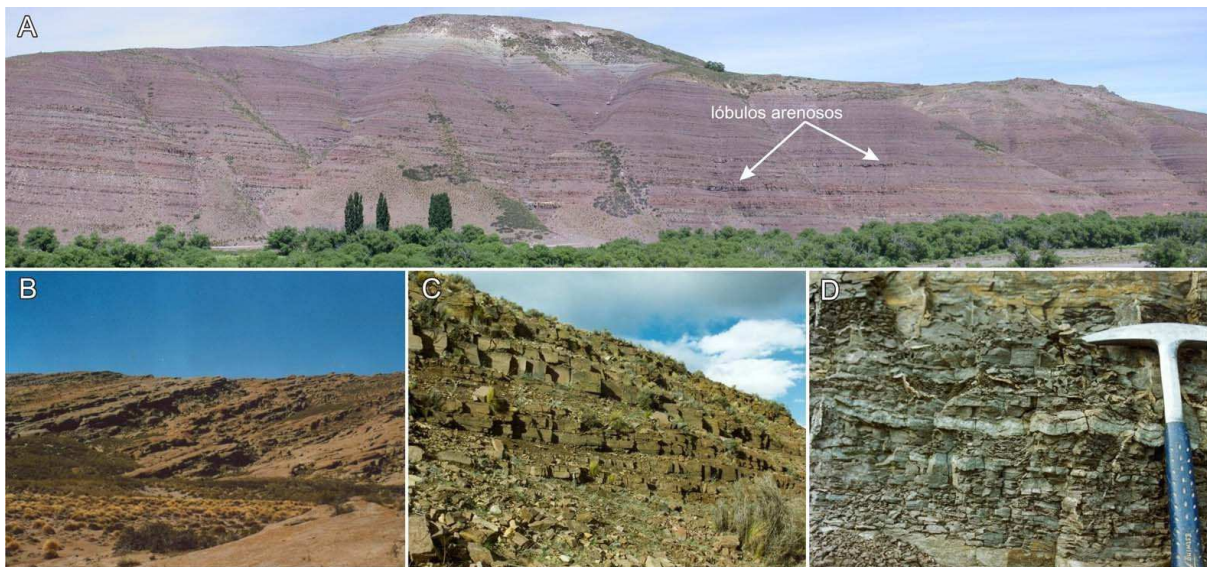


Figura 9: La cuña de mar bajo kimmeridgiana en el depocentro noroccidental. A. Vista general de los sistemas fluviales efímeros en Loncopué. B. Depósitos fluviales proximales de grano grueso en Chenque Colorado (Sierra de la Vaca Muerta). C. Lóbulos arenosos de sistemas fluviales efímeros en Loncopué. D. Detalle de los depósitos fluviales distales de grano fino en la sección del río Neuquén.

Entre ellos se reconocen asociaciones de facies proximales con dominio de clásticos gruesos (para y ortoconglomerados, areniscas muy gruesas) formadas en abanicos aluviales por flujos de detritos viscosos y cohesivos, y por corrientes de lecho de alta energía, tanto canalizadas como no canalizadas (Fig. 9B); todos estos depósitos resultan característicos de área al norte de la dorsal de Huincul y del tramo basal del registro identificado en el sector NW del depocentro. No obstante, la mayor parte de los sedimentos de la Fm. Tordillo corresponden a asociaciones de facies distales (areniscas medianas a muy finas hasta fangolitas) que se acumularon esencialmente en lóbulos generados por flujos hiperconcentrados no canalizados y en fajas de canales aislados, así como por crecidas episódicas de baja energía y decantación suspensiva en estanques efímeros y poco profundos (Fig. 9A, C y D). Hacia el tope del registro en estos sectores distales se identifican conjuntos de sedimentos de grano fino con abundantes estructuras de paleosuelos e intercalaciones de depósitos muy distales de caída piroclástica que sugieren períodos con alto emplazamiento del nivel freático acompañados por un incremento en la actividad volcánica explosiva (Spalletti & Colombo Piñol 2005).

El sector sur del depocentro noroccidental se caracteriza por su reducido espesor (Fig. 7) y el dominio de sedimentos de textura gruesa (ortoconglomerados y areniscas muy gruesas, Fig. 9B), lo que pone en evidencia áreas de alto gradiente, abundante aporte de carga de lecho, bajo grado de subsidencia y reducido espacio de acomodación. Asimismo, el diseño de paleocorrientes sumado a esta peculiar asociación de facies permite deducir que la Dorsal de Huincul se encontraba elevada al momento de la sedimentación y constituía un límite fisiográfico entre los depocentros noroccidental y sudoccidental (Fig. 6).

Poco más al norte y en parte en subsuelo una cuña de depósitos fluvio-aluviales gruesos en el tramo medio de esta unidad avanza hacia el norte y noreste hasta interdigitarse con depósitos fluviales distales hacia el norte y eólicos hacia el este (Fig. 5). En cambio, en los sectores oeste y noroeste, la presencia de asociaciones de facies

proximales sólo en la porción basal sumado al predominio de espesos depósitos fluviales distales y de barrerales indica un progresivo aumento de acomodación por incremento de la subsidencia en relación con el aporte de clásticos extracuencales. Por su parte, el sector nororiental del depocentro, con un registro poco potente de depósitos de grano fino, muestra un déficit importante en la provisión de clásticos gruesos combinado con un bajo grado de subsidencia y por ende en la acomodación (Spalletti & Veiga 2007).

En el **depocentro sudoccidental** se define la Fm. Quebrada del Sapo que consiste en una sucesión que alcanza hasta 40 m de potencia y muestra un progresivo incremento de espesores hacia el norte lo que denota un aumento de acomodación en esa dirección. Se compone de depósitos formados por corrientes ácuas y por procesos eólicos (Zavala *et al.* 2005; Veiga & Spalletti 2007). Más recientemente, Zavala *et al.* (2008a) han sugerido que los depósitos predominantemente hídricos, más antiguos, son asignables a la Fm. Tordillo, en tanto que las sucesiones sobrepuestas discordantemente a las anteriores y constituidas en esencia por facies eólicas corresponden a la Fm. Quebrada del Sapo. Los depósitos que atribuimos en este trabajo a sistemas fluviales, poseen un amplio rango textural, desde conglomerados y areniscas con estratificación horizontal y entrecruzadas subordinadas, generados como rellenos de canal y flujos no canalizados supercríticos (Fig. 10A), hasta fangolitas y fangolitas arenosas predominantemente masivas y moteadas que se han formado por decantación suspensiva y han sufrido bioturbación y pedogénesis. Zavala *et al.* (2005) han considerado que estos depósitos son el producto de flujos densos fluvio-derivados de ambiente subácuo. Los depósitos eólicos se componen de cuerpos de areniscas con buena selección, de gran escala (> 2 m, Fig. 10B) y geometría tabular y en cuña con capas entrecruzadas de alto ángulo con laminación de óndulas eólicas junto a capas de flujo y caída de granos, y superficies de reactivación, mientras que las estructuras de deformación sinsedimentaria son frecuentes hacia el tope de la unidad. A estos cuerpos interpretados como



Figura 10: La cuña de mar bajo kimmeridgiana en el depocentro sudoriental. A. Canales fluviales con depósitos de grano grueso, sección de Picún Leufú. B. Detalle de los conglomerados fluviales en la región de Charahuilla. C. Depósitos amalgamados de dunas eólicas en Picún Leufú.

dunas eólicas (Veiga & Spalletti 2007) se asocian capas de areniscas con óndulas eólicas y de retrabajo ácueo, así como niveles de fangolitas, todos ellos atribuidos a ambiente de interduna. En el sector más austral, los depósitos de canales fluviales muestran signos de importante migración lateral mientras que los eólicos se asocian con frecuentes capas generadas en ambiente de interduna húmeda; en cambio hacia el norte y noreste se aprecia una exclusiva participación de depósitos de dunas eólicas. Estos cambios regionales muestran incremento de acomodación y la acumulación por encima del nivel freático a medida que se pasa desde el sector SW al NE del depocentro.

Los depósitos kimmeridgianos del **depocentro oriental** se encuentran exclusivamente en el subsuelo y comprenden a las Fms. Sierras Blancas y Catriel, aunque Muñoz *et al.* (1984) y Cazau & Melli (2002) consideran más apropiada su denominación como Fm. Tordillo. El máximo espesor de este conjunto es de 320 m (Fig. 7), pero decrece significativamente hacia los márgenes el NE, E y S de la cuenca (Arregui 1993; Cazau & Melli 2002; Maretto *et al.* 2002). Por su parte, el registro muestra cambios importantes tanto en sentido areal como vertical. La asociación de facies más característica es una potente (hasta 300 m) sucesión de areniscas finas a medianas bien seleccionadas en la que se reconocen depósitos de dunas eólicas, interdunas secas e interdunas húmedas y mantos de arena (*sand sheet*) (Muñoz *et al.* 1984; Maretto *et al.* 2002; López *et al.* 2005). Los depósitos de dunas eólicas constituyen capas potentes (hasta 25 a 30 m en registros de perfiles de buzamiento) que configuran *sets* con geometrías tabulares y en cuña, donde predomina la estratificación con láminas

entrecruzadas de alto ángulo (*grainfall* y *grainflow*). Las facies de interduna seca poseen capas alternantes de areniscas gruesas y finas con laminación horizontal y óndulas eólicas, en tanto que las de interduna húmeda están formadas por areniscas finas con óndulas y laminaciones ondulíticas subácueas a las que se asocian niveles brechados y láminas limoarcillosas.

Los intervalos fluviales están integrados por conglomerados y areniscas volcanoclásticos en capas tabulares y lenticulares, entre las que se reconocen laminaciones horizontales, estratificación entrecruzada, estructuras gradadas e incluso niveles masivos. A los mencionados depósitos se suman intercalaciones de fangolitas laminadas. Estos términos fueron atribuidos, en su conjunto, a sistemas entrelazados de alto régimen y escaso confinamiento (Benito & Manassero 1992; Arregui 1993; Cazau & Melli 2002; López *et al.* 2005).

En el margen oriental de la cuenca, los depósitos fluviales pasan gradualmente a fluvio-aluviales, con conglomerados depositados por flujos hiperconcentrados y corrientes de densidad. Por su parte, hacia el sector noroeste del depocentro, Arregui (1993) ha descrito sucesiones dominadas por facies de areniscas muy finas a medianas, laminadas, y de pelitas masivas y laminadas, que atribuye a sistemas fluviales efímeros no canalizados y de *playa-lake*.

Las proporciones y relaciones entre las diferentes asociaciones de facies fueron tratadas por diferentes autores y reflejan que los depósitos fluviales y eólicos poseen una clara relación lateral, como puede verse en el corte elaborado por Gazzera (en Maretto *et al.* 2002) para los campos Charco Bayo y Piedras Blancas (Fig. 11). Los

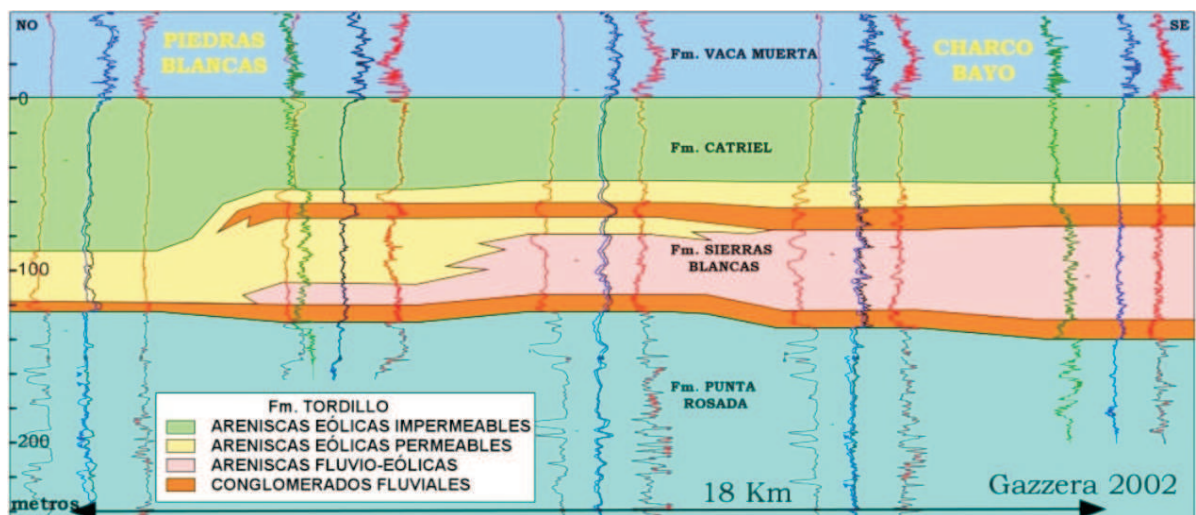


Figura 11: Corte estratigráfico noroeste - sudeste entre Piedras Blancas y Charco Bayo (Depocentro Oriental) que muestra el criterio seguido para la discriminación entre las Fms. Sierras Blancas y Catriel, y las variaciones en las asociaciones de facies particularmente en los depósitos correspondientes a la Fm. Sierras Blancas (tomado de Gazzera 2002, en Marettto et. al. 2002).

ambientes fluviales representan el inicio de esta unidad en las posiciones cercanas a los bordes oriental y sur (Dorsal de Neuquén) y casi siempre, en proporciones subordinadas, se retraen en ciclos sucesivos a medida que se expande el *erg* (Arregui & Grosso 2006 y Arregui 2009). Por su parte, los depósitos eólicos constituyen la totalidad del registro en el centro del Engolfamiento Neuquino.

La evolución vertical de los depósitos eólicos muestra un aumento de las proporciones de los sets eólicos que suelen atribuirse a dunas transversales y longitudinales hacia los términos superiores. Esto hace que en situaciones como Charco Bayo y Piedras Blancas el límite entre las Fms. Catriel (dunas de mayor porte) y Sierras Blancas (dunas de menor espesor) puede ser definido con criterios sedimentológicos (Fig. 12). Vale agregar que a medida que se pasa hacia el sector central del *erg*, con

mayores proporciones de depósitos de dunas y de *dras*, se dificulta la separación entre las mencionadas unidades, por lo que en sectores completamente eólicos (por ejemplo área de Mangrullo) se utiliza la denominación de Fm. Tordillo.

En el borde oriental, la Fm. Catriel (sección superior del conjunto continental kimmeridgiano) traslapa a los sedimentos de origen fluvial y apoya sobre rocas más antiguas como el Grupo Choiyoi en algunos sectores de la plataforma de Catriel, o sobre rocas asignadas al Grupo Cuyo en algunos puntos del sector rionegrino de la cubeta (Fig. 5).

Por último, en puntos de control ubicados en la transición entre la Faja Plegada y el Engolfamiento Neuquino, como Cerro Arena (600 m), Pampa del Salado (853 m) y Río Agrío (850 m), se suceden alternancias de depósitos co-

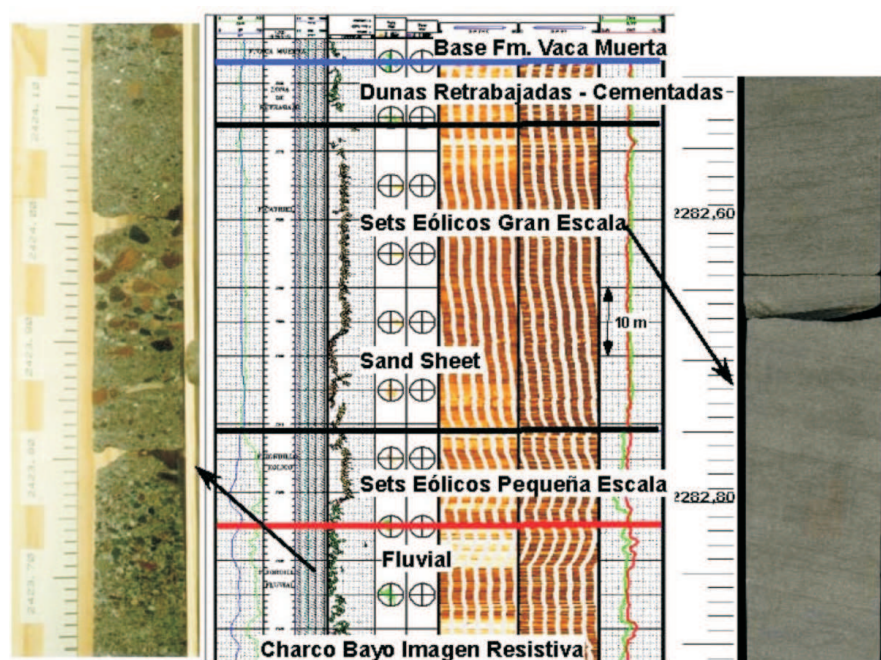


Figura 12: Perfil imagen resistiva de un sondeo del área de Charco Bayo y fotografías de testigos corona que ilustran las características de los depósitos fluviales y eólicos de las sedimentitas kimmeridgianas en el subsuelo del sector sudoriental de la Cuenca Neuquina

respondientes a varios ambientes (lacustre, fluvio-aluvial y también intervalos eólicos), lo que demuestra la coetaneidad entre procesos acaecidos en los sectores noroccidental y oriental de la cuenca. En esta se ubican los principales campos productivos de hidrocarburos de la unidad, con reservorios dentro de las secciones eólicas (los mayores volúmenes) y fluviales. Los intervalos eólicos de buenas condiciones petrofísicas (sección superior de la Fm. Sierras Blancas) poseen un diseño de abanico con eje principal de orientación sudeste - noroeste, que desde la confluencia de los ríos Neuquén y Limay se expande hacia el noroeste hasta el centro del Bajo de Añelo (límite norte). A partir de allí toda la unidad disminuye su calidad como reservorio no existiendo acumulaciones significativas de hidrocarburos en la región centro norte de la cuenca (Arregui 1993).

Consideraciones paleogeográficas y evolutivas

Los depocentros identificados para la cuña de mar bajo kimmeridgiana de la Cuenca Neuquina están vinculados con el crecimiento del arco magmático andino, la inversión tectónica de estructuras preexistentes durante el Oxfordiano Tardío a Kimmeridgiano Temprano y el desarrollo de altos intracuencales (dorsales de Huincul y de Los Chihuidos). En estos depocentros se aprecian importantes diferencias en la acomodación así como en la distribución regional y evolución de los sistemas sedimentarios.

Los depósitos más potentes se encuentran en el depocentro noroccidental (Fig. 7), en el que los procesos de acumulación se produjeron en sistemas aluviales, fluviales efímeros, y de barreales y *playa lake* (Fig. 8). Los diseños de paleocorrientes, así como análisis de procedencia, muestran contribuciones desde la Dorsal de Huincul (ubicada en el sur) y del arco magmático andino (desarrollado hacia el oeste), en tanto que la mayor acomodación se produjo en el sector occidental, donde un marcado incremento en la subsidencia se interpreta como una consecuencia de la carga ejercida por el crecimiento de la cadena volcánica (Spalletti & Colombo Piñol 2005; Spalletti & Veiga 2007; Spalletti *et al.* 2008).

El depocentro oriental y particularmente el depocentro sudoccidental poseen espesores más reducidos del registro kimmeridgiano (Fig. 7). En este último, aunque las variaciones internas de espesor pueden relacionarse con cambios de acomodación, debe considerarse también una importante reducción en los aportes sedimentarios. Ambas cubetas se componen de sedimentos fluviales en sus registros más antiguos, los que pasan a un neto dominio de sistemas eólicos hacia los términos más jóvenes (Maretto *et al.* 2002; Cevallos 2005; Spalletti & Veiga 2007).

Datos de paleocorrientes muestran que en el depocentro oriental los materiales clásticos fueron provistos desde la estructura reactivada de la Dorsal de Huincul localizada hacia su margen sur (Peroni *et al.* 1984; Cevallos 2005; Spalletti & Veiga 2007; Zavala *et al.* 2008b), y –en menor medida– desde el margen pasivo nororiental de la cuenca. Por su parte, los aportes detríticos en el depocentro sudoccidental derivaron del margen sur de la cuenca, esto es el Macizo Norpatagónico (Veiga & Spalletti 2007; Spalletti & Veiga 2007). No obstante, debemos destacar que Zavala *et al.* (2005) han señalado que los aportes

detríticos para los sistemas fluvio-inducidos presentes en este depocentro provenían desde el norte, es decir de la estructura de la Dorsal de Huincul. Es conveniente agregar que, tanto en el depocentro oriental como en el sudoccidental los sistemas eólicos muestran paleocorrientes orientadas al NE (Peroni *et al.* 1984; Benito & Manassero 1992; Cazau & Melli 2002; López *et al.* 2005; Cevallos 2005; Veiga & Spalletti 2007).

En lo que hace a su desarrollo vertical, los depósitos tordillenses están limitados en su base por un límite de secuencia de bajo orden que se manifiesta por la súbita aparición de depósitos fluviales y eólicos sobre depósitos marinos oxfordianos (Fig. 1) o sobre sucesiones sedimentarias mucho más antiguas (Fig. 5). Como mencionáramos anteriormente, esta discontinuidad no fue producida exclusivamente por movimientos eustáticos sino también por efectos diastróficos (*cf.* Leanza *et al.* 1977; Orchueta & Ploszkiewicz 1984; Gulisano *et al.* 1984, Leanza 1985, 1993; Riccardi & Gulisano 1990; Gulisano & Gutiérrez Pleimling 1995; Arregui *et al.* 1996; Boll & Valencio 1996; Cruz *et al.* 1999), que –según Spalletti & Veiga (2007)– produjeron el ascenso del arco magmático andino y la consecuente caída relativa en el nivel del mar que desvinculó a la cuenca de trasarco con el océano proto-Pacífico. Este episodio tectónico también produjo la inversión de viejas estructuras de rift y la subsecuente compartimentalización de la cuenca. Por tanto, en el presente trabajo consideramos a los depósitos de la Fm. Tordillo y equivalentes como una cuña de mar bajo desarrollada como consecuencia de la fase de inversión tectónica Araucana, por lo que constituye la base del registro Ándico de la Cuenca Neuquina.

Durante el período de nivel bajo temprano (*early lowstand*) la sedimentación fluvial fue dominante en todos los depocentros excepto en la región central del depocentro oriental donde comienzan con sedimentos eólicos (Figs. 2 y 10), mientras que en el lapso correspondiente al nivel bajo tardío (*late lowstand*) se produjeron importantes cambios paleogeográficos y en el registro sedimentario (véase Fig. 12).

En el depocentro noroccidental los puntos de control de mayor espesor documentados por los sondeos YPF.Nq. PDSx-1 (Pampa del Salado), YPF.Nq. CMO x-1 (Cerro Mocho Oeste), Gulisano (1988) muestran en su base (*early lowstand*) depósitos fluviales distales o de *playa lake*. En su sección media (*late lowstand*) se aprecia un aumento de energía con fluviales efímeros de mayor contenido arenoso y finalmente el tercio superior (*late lowstand* tardío) repite las facies reconocidas en la base en una clara disposición granodecreciente. Paralelamente, en los otros dos depocentros la sedimentación fluvial temprana de los sectores marginales, fue sustituida por el emplazamiento de un mar de arena o *erg* durante el *lowstand* tardío (Fig. 13), expresado por la presencia de depósitos típicos de zonas centrales de desiertos con gran cantidad de arena disponible al tope de la unidad.

El límite superior de la cuña continental kimmeridgiana es también neto y queda definido por la aparición de una asociación de lutitas negras de ambiente marino profundo (Fm. Vaca Muerta, Figs. 1 y 2) por encima de los depósitos continentales. No obstante, el inicio del proceso transgresivo puede también apreciarse en el tramo superior de la cuña kimmeridgiana. Por una parte, ello es puesto de manifiesto por la presencia de estructuras de

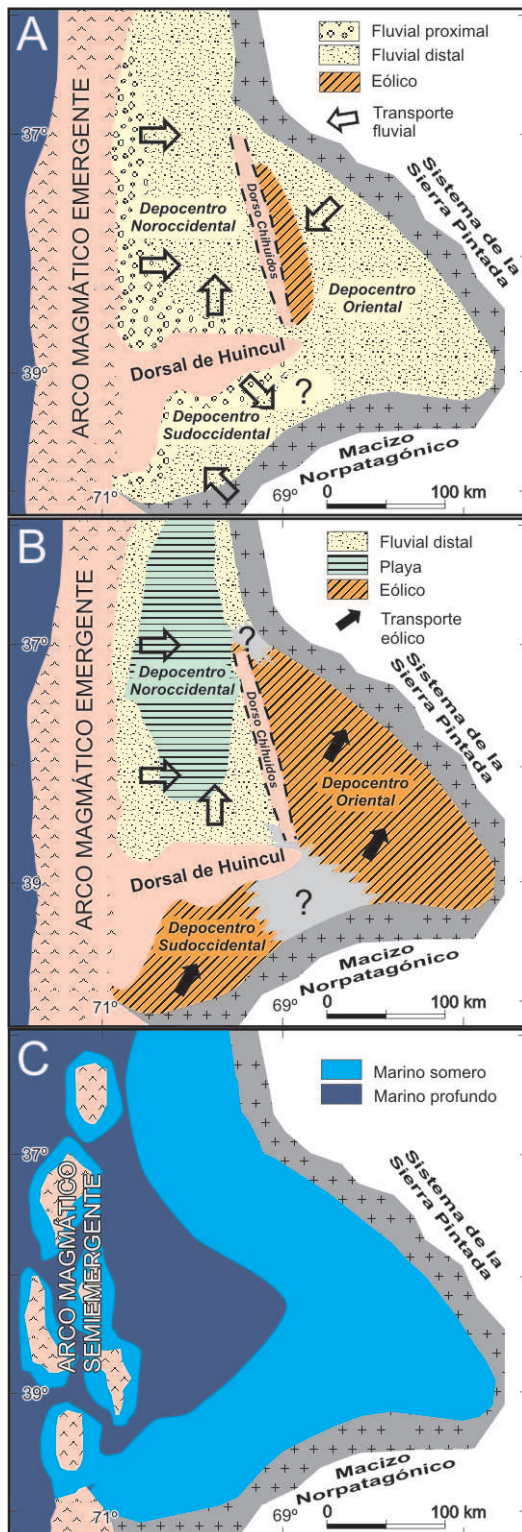


Figura 13: Evolución paleogeográfica esquemática de la cuña de mar bajo kimmeridgiana de la Cuenca Neuquina. A. Estadio de mar bajo temprano. B. Estadio de mar bajo tardío. C. Estadio transgresivo subsiguiente (modificado de Spalletti & Veiga 2007).

deformación sinsedimentaria en el tope de los depósitos del mar de arena de los sectores sudoccidental y oriental que sugieren un emplazamiento superficial de la tabla de agua o bien una rápida transgresión y ravinamiento de las dunas aun inconsolidadas durante la transgresión tithoniana. Por otra, se evidencia por el arreglo retrogradacional

de los depósitos fluviales y la presencia de facies finas y oscuras en la parte superior del registro en el depocentro noroccidental, los que ponen de manifiesto un progresivo ascenso en el nivel de base fluvial.

Asimismo, la distribución uniforme de lutitas negras marinas de la Fm. Vaca Muerta en toda la Cuenca Neuquina indica que las estructuras invertidas ya no ejercieron un control efectivo sobre la paleogeografía de la transgresión generalizada que se inició en el Tithoniano y que muy posiblemente ha sido consecuencia del progresivo incremento de la tasa de subsidencia termal, combinado con un significativo ascenso eustático.

Agradecimientos

Nuestro agradecimiento a las autoridades de Petrobras Argentina S.A. por la autorización para publicar la información de subsuelo que forma parte de este trabajo.

TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

Arregui, C. 1993. Análisis estratigráfico-paleoambiental de la Formación Tordillo en el subsuelo de la Cuenca Neuquina. 12º Congreso Geológico Argentino, Actas 1: 165-169. Mendoza.

Arregui, C. 2009. High frequency cyclicity in continental systems: example of Fm. Tordillo, Upper Jurassic Neuquén Basin, Argentina. 9º International Conference on Fluvial Sedimentology. Abstracts. Acta Geologica Lilloana 21 (suplemento): 18. Tucumán.

Arregui, C. & Grosso, S. 2006. Ciclicidad de alta frecuencia en ambientes continentales, Jurásico Superior, Cuenca Neuquina, Argentina. IV Congreso Latinoamericano de Sedimentología y XI Reunión Argentina de Sedimentología, Resúmenes: 48. San Carlos de Bariloche.

Arregui, C., Benotti S. & Carbone, O. 1996. Sistemas petroleros asociados en los yacimientos Entre Lomas. Provincia del Neuquén. 13º Congreso Geológico Argentino y 3º Congreso Exploración de Hidrocarburos, Actas 1: 287-306. Buenos Aires.

Barton, M. & Dellapé, D. 1993. Tordillo (Formación...). En: Riccardi, A.C. & Damborenea, S.E. (Eds.): Léxico Estratigráfico de la Argentina. Volumen IX. Jurásico. Asociación Geológica Argentina, Serie B, 21: 415, Buenos Aires.

Benito, J.I. & Manassero, M.J. 1992. Análisis paleoambiental de la Formación Tordillo. Su implicancia en la explotación de hidrocarburos. 4º Reunión Argentina de Sedimentología, Actas 1: 63-70. La Plata.

Boll, A. & Valencio, D. 1996. Relación estratigráfica entre las formaciones Tordillo y Vaca Muerta en el sector central de la Dorsal de Huincul, Provincia del Neuquén. 13º Congreso Geológico Argentino y 3º Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Actas 5: 205-223, Buenos Aires.

Cangini, J. 1968. Perfiles estratigráficos y estructurales desde la Sierra de la Vaca Muerta hasta Buta Ranquil – Los Menucos, Deptos. Picunches, Loncopué, Ñorquín, Chos Malal y Pehuenches, provincia del Neuquén. YPF, Informe Inédito. Buenos Aires.

Cazau, L.B. & Melli, A.T. 2002. La Formación Sierras Blancas en el noreste de la Cuenca Neuquina. 5º Congreso Argentino de Exploración de Hidrocarburos, Actas en CD. Mar del Plata.

Cevallos, M. 2005. Análisis estratigráfico de alta frecuencia del límite Kimmeridgiano-Tithoniano en el subsuelo de la Dorsal de



- Huincul, Cuenca Neuquina. 6º Congreso Argentino de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos, Actas en CD. Mar del Plata.
- Charrier, R., Pinto, L. & Rodríguez, M.L. 2007. Tectonostratigraphic evolution of the Andean Orogen in Chile. En: Moreno, T. & Gibbons, W. (Eds.): *The Geology of Chile*. Geological Society Special Publication, Ch. 3: 21-116. Londres.
- Cruz, C.E., Robles, F., Sylwan, C.A. & Villar, H.J. 1999. Los sistemas petroleros jurásicos de la Dorsal de Huincul. Cuenca Neuquina, Argentina. 4º Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Actas 1: 177-195. Buenos Aires.
- Davidson, J. 1988. El Jurásico y Cretácico inferior en las nacientes del río Tenó (Chile): una revisión. 5º Congreso Geológico Chileno, Actas 1: 453-458. Santiago.
- Davidson, J. & Vicente, J.C. 1973. Características paleogeográficas y estructurales del área fronteriza de las nacientes del Tenó (Chile) y Santa Elena (Argentina) (Cordillera Principal, 35º a 35º 15' de Latitud Sur). 5º Congreso Geológico Argentino, Actas 5: 11-55. Buenos Aires.
- Digregorio, J.H. 1972. Neuquén. En: Leanza, A.F. (Ed.): *Geología Regional Argentina*. Academia Nacional de Ciencias: 439-505. Córdoba.
- Digregorio, J.H. 1978. Estratigrafía de las acumulaciones mesozoicas. 7º Congreso Geológico Argentino, Relatorio 37-49. Neuquén.
- Digregorio, J. H. & Uliana, M. A. 1980. Cuenca Neuquina. En: Turner, J.C.M. (Ed.): *Geología Regional Argentina, II*, Academia Nacional de Ciencias: 985-1032. Córdoba.
- Fernández, M., Verzi, H. & Hechem, J. 2002. Modelo evolutivo de las secuencias Calloviano medio – Kimmeridgiano/Tithoniano temprano en la porción centro oriental de la Cuenca Neuquina – Argentina. 5º Congreso Argentino de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos, Actas en CD. Mar del Plata.
- Groeber, P. 1946. Observaciones geológicas a lo largo del meridiano 70. 1. Hoja Chos Malal. Asociación Geológica Argentina Revista 1: 177-208.
- Groeber, P., Stipanovic, P.N. & Mingramm, A.G. 1953. Jurásico. En: *Geografía de la Argentina*. Sociedad Argentina de Estudios Geográficos GAEA 2: 143-347, Buenos Aires.
- Gulisano, C.A. 1988. Análisis estratigráfico y sedimentológico de la Formación Tordillo en el oeste de la provincia del Neuquén, Cuenca Neuquina, Argentina. Tesis Doctoral Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Universidad de Buenos Aires (inédita), 119 p., Buenos Aires.
- Gulisano, C.A. & Gutiérrez Pleimling, A.R. 1995. The Jurassic of the Neuquén Basin, a) Neuquén Province. *Asociación Geológica Argentina Series, E2*: 111 págs. Buenos Aires.
- Gulisano, C.A., Gutiérrez Pleimling, A.R. & Digregorio, R.E. 1984. Esquema estratigráfico de la secuencia jurásica del oeste de la provincia del Neuquén. 9º Congreso Geológico Argentino, Actas 1: 236-259. San Carlos de Bariloche.
- Howell, J.A., Schwarz, E., Spalletti, L.A. & Veiga, G.D. 2005. The Neuquén Basin, Argentina: An Overview. En: Veiga, G.D., Spalletti, L.A., Howell, J.A. and Schwarz, E. (Eds.): *The Neuquén Basin: a case study in sequence stratigraphy and basin dynamics*. Geological Society of London, Special Publications 252: 1-14.
- Leanza, H.A. 1985. Descripción geológica de la hoja 36b, Cerro Chachil, provincia del Neuquén. Servicio Geológico Nacional 144 págs. (inédito). Buenos Aires.
- Leanza, H.A. 1993. Estratigrafía del Mesozoico posterior a los Movimientos Intermáxicos en la comarca del Cerro Chachil, provincia del Neuquén. *Asociación Geológica Argentina Revista* 48: 71-84. Buenos Aires.
- Leanza, H.A. & Garate Zubillaga, J.I. 1987. Faunas de trigonias (Bivalvia) del Jurásico y Cretácico inferior de la provincia del Neuquén, Argentina, conservadas en el Museo Juan Olsacher de Zapala. En: *Bioestratigrafía de los Sistemas Regionales del Jurásico y Cretácico de América del Sur* 1: 201-255, Mendoza.
- Leanza, H.A. & Hugo, C.A. 1997. Hoja Geológica 3969-III, Picún Leufú, provincias del Neuquén y Río Negro. Programa Nacional de Cartas Geológicas Escala 1:250.000. Servicio Geológico Minero Argentino, Boletín 218, 135 págs. Buenos Aires.
- Leanza, H.A. & Zeiss, A. 1990. Upper Jurassic lithographic limestones from Argentina (Neuquén Basin): Stratigraphy and fossils. *Facies* 22: 169-186.
- Leanza, H.A., Marchese, H.G. & Riggi, J.C. 1977. Estratigrafía del Grupo Mendoza con especial referencia a la Formación Vaca Muerta entre los paralelos 35° y 40° l.s., Cuenca neuquina-mendocina. *Asociación Geológica Argentina Revista* 32: 190-208. Buenos Aires.
- Leanza, H.A., Rosenfeld, U., Volkheimer, W. & Zeiss, A. 2000. Facies evolution of Mesozoic Neuquén Basin (Argentina) in space and time. En: Miller, H. & Hervé, F. (Eds.): *Zeitschrift für Angewandte Geologie. Sonderheft SH1*: 95- 102. Hannover.
- Legarreta, L. & Gulisano, C.A. 1989. Análisis estratigráfico secuencial de la Cuenca Neuquina (Triásico superior – Terciario inferior, Argentina). En: Chebli, G. & Spalletti, L. (Eds.): *Cuencas Sedimentarias Argentinas, Serie Correlación Geológica*, 6, Universidad Nacional de Tucumán: 221-243. S. M. de Tucumán.
- Legarreta, L. & Uliana, M.A. 1991. Jurassic-Cretaceous marine oscillations and geometry of back arc basin fill, Central Argentine Andes. En: Macdonald, D.I.M. (Ed.): *Sea level changes at active plate margins: process and product*. International Association of Sedimentologists, Special Publication, 12: 429-450. Oxford.
- Legarreta, L. & Uliana, M.A. 1996a. La sucesión jurásica en el centro-oeste de Argentina. Arreglo estratigráfico, secuencias y evolución paleogeográfica. *Boletín de Informaciones Petroleras* 12(45): 66-78, Buenos Aires.
- Legarreta, L. & Uliana, M.A. 1996b. The Jurassic succession in west-central Argentina: stratal patterns, sequences and paleogeographic evolution. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 120: 303-330.
- Legarreta, L. & Uliana, M.A. 1999. El Jurásico y Cretácico de la Cordillera Principal y la Cuenca Neuquina. En: Caminos, R. (Ed.): *Geología Argentina, Instituto de Geología y Recursos Minerales, Anales* 29 (16): 399-432, Buenos Aires.
- Legarreta, L., Kozłowski, E. & Boll, A. 1981. Esquema estratigráfico y distribución de facies del Grupo Mendoza en el ámbito del sur mendocino de la cuenca Neuquina. 8º Congreso Geológico Argentino, Actas 3: 389-409. Bahía Blanca.
- Legarreta, L., Gulisano, C.A. & Uliana, M.A. 1993. Las secuencias sedimentarias jurásico-cretácicas. Relatorio Geología y Recursos Naturales de Mendoza, 12º Congreso Geológico Argentino y 2º Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Actas 1: 87-114. Buenos Aires.
- López, S., Bojarski, G., Net, L. & Fortunato, G. 2005. Análisis de facies de la Formación Tordillo a través de imágenes microresistivas FMI, Bloque Anticlinal Campamento, Cuenca Neuquina. 6º Congreso Argentino de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos, Actas en CD. Mar del Plata.
- Marchese, H.G. 1971. Litoestratigrafía y variaciones faciales de las sedimentitas mesozoicas de la Cuenca Neuquina, Prov. de Neuquén, Rep. Argentina. *Asociación Geológica Argentina Revista* 26: 343-410. Buenos Aires.



- Maretto H. & Lara, M.E. 2002. Discontinuidades estratigráficas, distribución de fluidos y calidad de reservorio: un ejemplo de la Fm. Tordillo en Loma La Lata. 5º Congreso Argentino de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos, Actas en CD. Mar del Plata.
- Maretto, H., Carbone, O., Gazzera, C. & Schiuma, M. 2002. Los reservorios de la Formación Tordillo. En: Schiuma, M., Hinterwimmer, G. & Vergani, G. (Eds.): Rocas Reservorio de las Cuencas Productivas Argentinas. 5º Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos: 335-358. Mar del Plata.
- Maretto, H., Royo, J., Verzi, H., Verdur, H. & Larriestra, C. 2005. Caracterización de reservorios, Formación Sierras Blancas. Yacimiento Loma La Lata: desde la corona a la sísmica. 6º Congreso Argentino de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos, Actas en CD. Mar del Plata.
- Mosquera, A. 2002. Inversión tectónica Jurásico inferior en el sector central de la Dorsal de Huinul, Área Los Bastos. 5º Congreso Argentino de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos, Actas en CD. Mar del Plata.
- Muñoz, M., Giusiano, M. & Conti Persino, A. 1984. El origen eólico de la Formación Tordillo (miembro Verde), en el yacimiento Loma La Lata, provincia del Neuquén. 9º Congreso Geológico Argentino, Actas 5: 315-323. San Carlos de Bariloche.
- Mutti, E., Gulisano, C.A. & Legarreta, L. 1994. Anomalous systems tracts stacking patterns within 3rd. Orden depositional sequences (Jurassic – Cretaceous backarc Neuquén Basin, Argentina Andes. En: Posamentier, H.W. & Mutti, E. (Eds.): Second High Resolution Sequence Stratigraphy Conference, Abstracts: 137-143, Trempt.
- Orchuela, I.A. & Ploszkiewicz, J.V. 1984. La Cuenca Neuquina. Geología y Recursos Naturales de la Provincia de Río Negro. Relatorio 9º Congreso Geológico Argentino, Actas 163-188. Buenos Aires.
- Pángaro F., Veiga, R. & Vergani, G. 2002. Evolución tecto-sedimentaria del área de Cerro Bandera, Cuenca Neuquina, Argentina. 5º Congreso Argentino de Exploración de Hidrocarburos, Actas en CD. Mar del Plata.
- Parker, G. 1965. Relevamiento geológico escala 1:100.00 – Hoja 4169-3, I.G.M. Lonco Vaca. Provincia de Río Negro. YPF Informe Inédito, Buenos Aires.
- Peroni, G.O., Di Mario, J. & Arregui, C. 1984. Estudio estadístico de perfiles de buzamiento aplicado al análisis de paleocorrientes, Formación Tordillo, Provincia del Neuquén. 9º Congreso Geológico Argentino Actas 5: 243-258. San Carlos de Bariloche.
- Ploszkiewicz, J.V., Orchard, I.A., Vaillard, J.C. & Viñes, R.F. 1984. Compresión y desplazamiento lateral en la zona de falla de Huinul, estructuras asociadas, provincia del Neuquén. 9º Congreso Geológico Argentino, Actas 2: 163-169. San Carlos de Bariloche.
- Ramos, V.A. 1978. Estructura. 7º Congreso Geológico Argentino, Relatorio: 99-118. Neuquén
- Riccardi, A.C. 1983. The Jurassic of Argentina and Chile. En: Moullade, M. & Nairn, A.E. (Eds.): The Phanerozoic Geology of the World, II. The Mesozoic. Elsevier: 201-263, Amsterdam.
- Riccardi, A.C. & Gulisano, C.A. 1990. Unidades limitadas por discontinuidades. Su aplicación al Jurásico andino. Asociación Geológica Argentina Revista 45: 346-364.
- Spalletti, L. & Colombo Piñol, F. 2005. From alluvial fan to playa: an Upper Jurassic ephemeral fluvial system, Neuquén Basin, Argentina. Gondwana Research 8: 363-383.
- Spalletti, L. & Veiga, G. 2007. Variability of continental depositional systems during lowstand sedimentation: an example from the Kimmeridgian of the Neuquén Basin, Argentina. Latin American Journal of Sedimentology and Basin Analysis 14: 85-104.
- Spalletti, L., Queralt, I., Matheos, S., Colombo, F. & Maggi, J. 2008. Sedimentary petrology and geochemistry of siliciclastic rocks from the Upper Jurassic Tordillo Formation (Neuquén Basin, western Argentina): implications for provenance and tectonic setting. Journal of South American Earth Sciences 25: 440-463.
- Stipanovic, P.N. 1966. El Jurásico en Vega de la Veranada (Neuquén), el Oxfordense y el diastrofismo Divesiano (Agassiz-Yaila) en Argentina. Asociación Geológica Argentina Revista 20: 403-478, Buenos Aires.
- Stipanovic, P.N. 1969. El avance en los conocimientos del Jurásico argentino a partir del esquema de Groeber. Asociación Geológica Argentina Revista 24: 367-388, Buenos Aires.
- Veiga G.D. & Spalletti, L.A. 2007. The Upper Jurassic (Kimmeridgian) fluvial/aeolian systems of the southern Neuquén Basin, Argentina. Gondwana Research 11: 286-302.
- Veiga, R., Verzi, H. & Maretto, H. 2001. Modelado bidimensional en el ámbito central de la cuenca Neuquina (Argentina). Boletín de Informaciones Petroleras 18(67): 50-63. Buenos Aires.
- Veiga, R., Pángaro, F. & Fernández, M. 2002. Modelado bidimensional y migración de hidrocarburos en el ámbito occidental de la Dorsal de Huinul, Cuenca Neuquina – Argentina. 5º Congreso Argentino de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos, Actas en CD. Mar del Plata.
- Vergani, G.D., Tankard, A.J., Belotti, H.J. & Welsink, H.J. 1995. Tectonic evolution and paleogeography of the Neuquén Basin, Argentina. En: Tankard, A.J., Suárez Soruco, R. & Welsink, H.J. (Eds.): Petroleum Basins of South America. American Association of Petroleum Geologists Memoir, 62: 383-402. Tulsa.
- Zanettini, J.C.M. 1979. Geología de la comarca de Campana Mahuida (Provincia del Neuquén). Asociación Geológica Argentina Revista 34: 61-68. Buenos Aires.
- Zavala, C., Maretto, H. & Di Meglio, M. 2005. Hierarchy of bounding surfaces in aeolian sandstones of the Jurassic Tordillo Formation (Neuquén Basin, Argentina). Geologica Acta 3: 133-145.
- Zavala, C., Martínez Lampe, J.M., Fernández, M., Di Meglio, M. & Arcuri, M. 2008a. El diacronismo entre las formaciones Tordillo y Quebrada del Sapo (Kimmeridgiano) en el sector sur de la Cuenca Neuquina. Revista de la Asociación Geológica Argentina 63: 754-765. Buenos Aires.
- Zavala, C., Di Meglio, M. & Arcuri, M. 2008b. Mapa paleogeográfico para el Kimmeridgiano de la Cuenca Neuquina. En: <http://www.gcsargentina.com/es/documents/>

