

LOS LÓBULOS ARENOSOS DE LA FORMACIÓN LOTENA EN LA SIERRA DE LA VACA MUERTA. CUENCA NEUQUINA, ARGENTINA

Mariano Arcuri¹, Carlos Zavala¹ y Marcos Asensio¹

1 Instituto Argentino de Oceanografía, UNS-CONICET. Camino La Carrindanga Km.7, Bahía Blanca, correo electrónico: marcuri@uns.edu.ar, czavala@criba.edu.ar, masensio@uns.edu.ar

Palabras clave: Lóbulos arenosos – Cuenca Neuquina – Fm. Lotena

INTRODUCCION

De modo característico, la Formación Lotena muestra en varios puntos dentro de la sucesión la existencia de capas arenosas masivas que pueden alcanzar hasta 35 metros de espesor individual (Zavala et al., 2002). Estas capas se disponen con base neta, e internamente carecen de bioturbación o niveles internos de decantación pelítica que puedan indicar planos de estratificación obliterados, o pausas en la sedimentación. De modo corriente, la existencia de niveles masivos ha sido relacionado a una depositación “en masa” a partir del colapso gravitacional relacionado a flujos episódicos con alta carga en suspensión (Middleton y Hampton, 1976). No obstante, otros estudios (Kuenen y Menard, 1952; Sanders, 1965; Kneller y Branney, 1995) han enfatizado la importancia de flujos densos de cierta duración (casi estacionarios) en la depositación gradual de espesos paquetes de arenas, a menudo sin estructuras visibles.

De manera de poder entender con mayor precisión el funcionamiento, geometría y modelo depositacional de estos cuerpos, se analizó detalladamente un cuerpo en particular de hasta 35 metros de potencia, ubicado en el perfil del Cañadón de los Alazanes, en el flanco oeste de la Sierra de la Vaca Muerta. Este cuerpo se encuentra en la secuencia 3 del Grupo Lotena según Zavala (2005).

El cuerpo arenoso estudiado muestra una historia de sedimentación compleja, controlada principalmente por el material a disposición, la energía del flujo y la topografía existente antes de la depositación. El análisis de facies permitió distinguir 8 facies sedimentarias y confeccionar el tracto correspondiente.

MARCO GEOLÓGICO

La Cuenca Neuquina ha sido definida como una cuenca de retroarco, desarrollada sobre corteza continental, y originada por el colapso termo-tectónico detrás de un arco magmático estacionario durante el Triásico Tardío (Mpodozis y Ramos, 1989). El relleno sedimentario tuvo lugar principalmente durante el Jurásico y Cretácico, con una sucesión predominantemente clástica de unos 7,000 metros (Fig 1). Para más detalles sobre la estratigrafía de la Cuenca Neuquina el lector es referido a los trabajos de síntesis de Gulisano et al. (1984), Legarreta & Gulisano (1989), Gulisano & Gutierrez Pleimling (1995) y Legarreta & Uliana (1999).

El Grupo Lotena (Jurásico medio a superior) constituye una unidad clástico – evaporítica desarrollada en amplios sectores de esta cuenca durante el Caloviano medio – Oxfordiano superior. Internamente se compone de conglomerados, areniscas, pelitas y calizas depositados en un medio fluvial (Dellapé et al., 1979) hasta marino profundo (Gulisano et al., 1984). Localmente el contenido faunístico es abundante, con pelecípodos y amonites en su parte superior. En zonas centrales de la cuenca Neuquina, el Grupo Lotena presenta espesores máximos de 700 metros. Esta unidad se dispone en contacto neto sobre depósitos clásticos del Grupo Cuyo (Groeber, 1946; Stipanovic, 1969; Zavala, 2002), siendo a su vez cubierta en discordancia por el Grupo Mendoza (Groeber, 1946; Stipanovic, 1969).

Recientemente Zavala et al. (1999), Zavala y González (2001) y Zavala (2002) propusieron una nueva interpretación paleoambiental y ubicación estratigráfica para el tramo superior de la Formación Challacó (secuencia JC7 de Zavala 1993, o Formación Bosque Petrificado de Zavala y Freije, 2002) y la Formación Tábanos, indicando su posible pertenencia al Grupo Lotena.

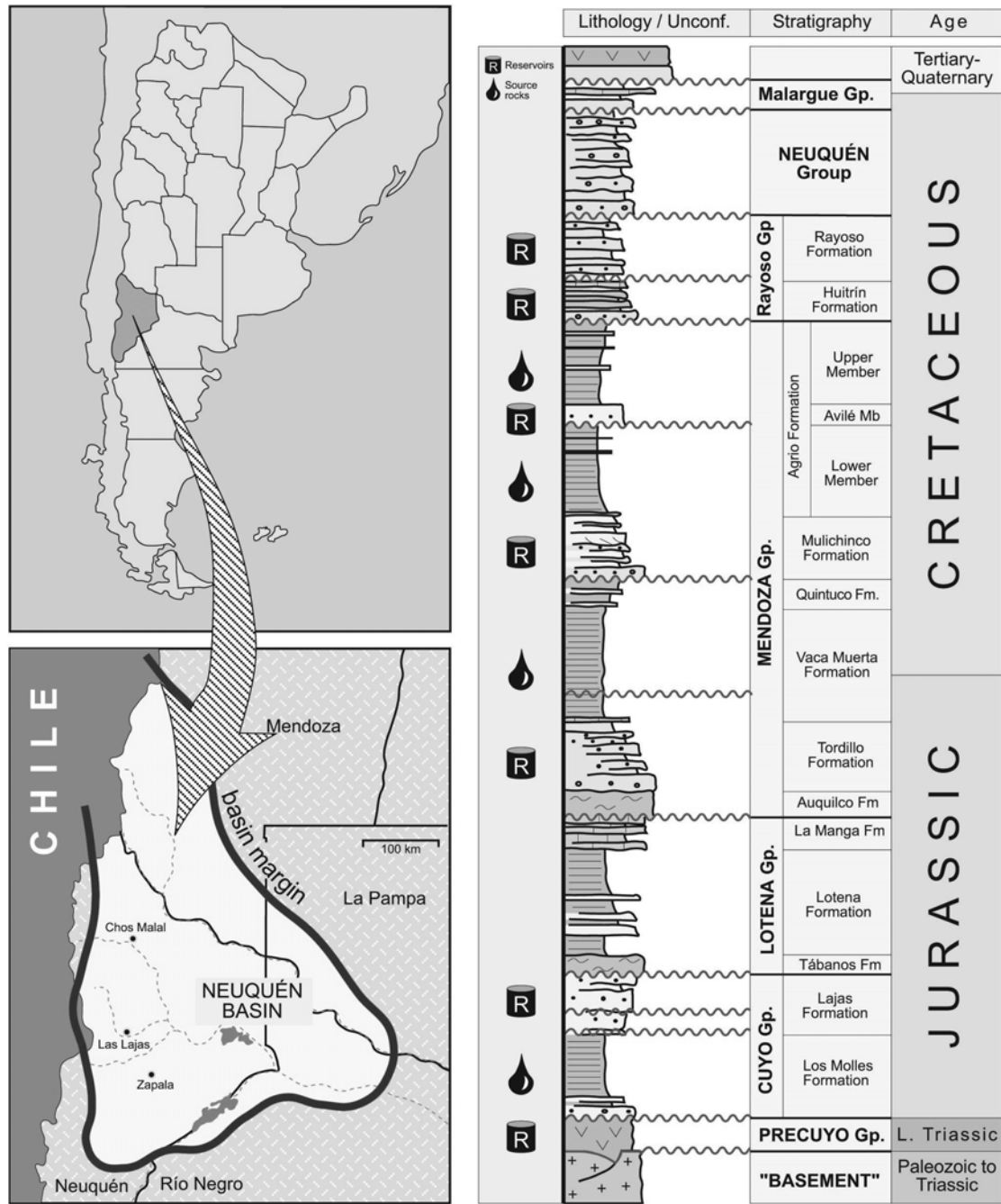


Figura 1. Columna Estratigráfica y Mapa de Ubicación de la Cuenca Neuquina. Tomado de Zavala et al. (2002)

ANÁLISIS DE FACIES Y ESTRATIGRÁFICO DE LOS LÓBULOS ARENOSOS

A los fines de caracterizar desde el punto de vista sedimentológico y estratigráfico los cuerpos arenosos principales constituyentes de la Fm Lotena, se seleccionó un banco que

varía entre 15 y 35 metros de potencia y 800 metros de extensión, en un área caracterizada por excelentes afloramientos ubicada en la zona de Cañadón de los Alazanes en el flanco oeste de la Sierra de la Vaca Muerta. Cabe destacar que el lóbulo estudiado es uno de los de menor longitud presentes en el área pudiéndose encontrar lóbulos del doble o más de tamaño (la elección se fundamentó en la continuidad y claridad de los afloramientos).

Se midieron 8 secciones estratigráficas de detalle del total del espesor de dicho cuerpo sedimentario, las cuales fueron correlacionadas utilizando criterios físicos y sedimentológicos. A diferencia de sectores más al norte de la Sierra de la Vaca Muerta donde afloran capas arenosas espesas del mismo tipo, en la localidad analizada se pudo observar claramente la íntima relación que presentan estas capas con los depósitos de conglomerados bioclásticos asociados.

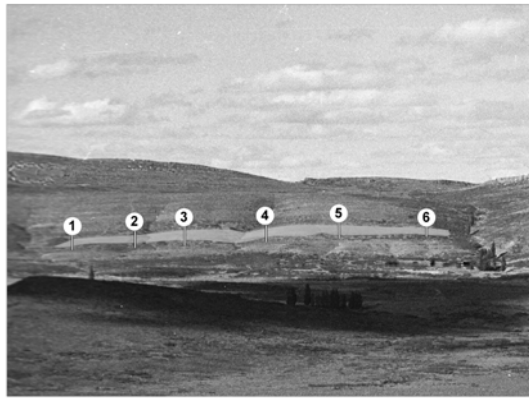
El cuerpo sedimentario en cuestión posee base cóncava y techo convexo. El contacto basal es erosivo sólo en su parte media y pasa transicionalmente hacia al norte y sur a contactos netos. Asimismo se apoya sobre un substrato de pelitas sucias de poco espesor.

Como puede observarse en el panel de la figura 2, el cuerpo arenoso presenta algunas superficies de erosión interna como así también un claro cambio en el arreglo de facies hacia el norte. Dichos cambios de facies son asimismo consistentes con las direcciones de paleocorrientes indicadas por las estructuras tractivas y erosivas reconocidas. La dirección de aporte hacia el norte resulta concordante con casi toda la sucesión del Grupo Lotena en esa localidad, exceptuando a los conglomerados basales de la unidad, los cuales poseen paleocorrientes hacia el oeste.

Los restos de conchillas se ubican preferentemente a la base del cuerpo sedimentario y hacia arriba los fragmentos son cada vez más pequeños. El fósil que aparece con mayor recurrencia es la *Gryphea sp.*, también se encontraron fragmentos de pectínidos y amonites de gran tamaño (hasta 40 cm. de diámetro) *Neuquenicerias sp.* Asimismo es común la presencia de clastos de arcilla de diversos tamaños pudiendo alcanzar hasta 5 m de largo por 1 m de alto, los cuales generalmente se encuentran concentrados al techo de las capas.

Para poder analizar el mecanismo de acumulación se identificaron 8 facies sedimentarias (figura 2): **Facies 1:** Areniscas calcáreas medias a gruesas con abundante contenido de bivalvos tanto fragmentos como valvas enteras. Los bioclastos aparecen de forma aleatoria y sin ninguna organización (80% de *Gryphaea sp.*), se encuentran clastos cuarzosos y líticos de hasta 0,5 cm. de diámetro; **Facies 2:** Areniscas calcáreas medias y finas masivas con fragmentos de conchillas y granos cuarzosos y líticos; **Facies 3:** Packstones con un 80% de fragmentos de conchillas alineadas y algunas valvas de *Gryphaea sp.*, granos de cuarzo y líticos; **Facies 4:** Areniscas finas a medias calcáreas con clastos de gran tamaño de arcilla (hasta 4 metros de largo) y siempre en posición pseudo-horizontal; **Facies 5:** Areniscas finas a medias calcáreas con clastos de arcilla menores a 30 cm. ubicados aleatoriamente en el cuerpo arenoso; **Facies 6:** Areniscas finas a medias calcáreas masivas con clastos de arcillas (menores a 5 cm.) concentrados al techo de la capa; **Facies 7:** Areniscas finas con estratificación cruzada tipo duna asintótica y ondulitas de corriente al techo de la capa; **Facies 8:** Areniscas finas a medias calcáreas con laminación horizontal (a veces difusa) y estructuras de escape de agua (tepee) por encima.

El tracto de facies propuesto en la figura 2 contempla un comienzo a partir de facies generadas por retrabajo (facies 1 a 3) ya que no se pudo reconocer en esta localidad facies genéticamente más inmaduras que contengan el material parental. De 1 a 3 se observa una selección producida por la dilución del flujo concentrando material bioclástico. La facies 3 es indicadora de paso de sedimento cuenca adentro (bypass) como así también de erosión del substrato. De la facies 4 a la 6 se observa otro tipo de retrabajo, el de los clastos de arcilla. Como ocurre con algunas turbiditas la composición del material depositado varía con la distancia de transporte y la energía del flujo se va sustentando con el reemplazo del material que deposita por nuevo material que erosiona, en este caso arcilla consolidada. De esta manera, a medida que el flujo se va diluyendo, el tamaño de los clastos de arcilla disminuye y su ubicación es cada vez más hacia el techo de la capa. La porción final del tracto comprende facies mucho más diluidas que son producto de la tracción producida por el flujo diluido, residual y moribundo.



Tracto de facies

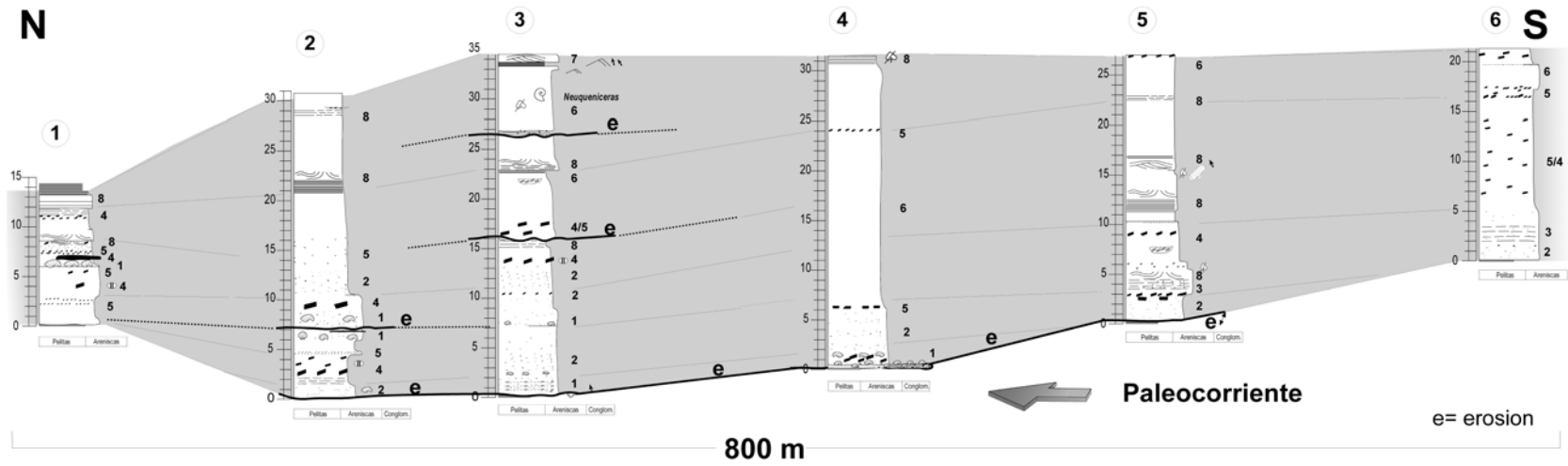
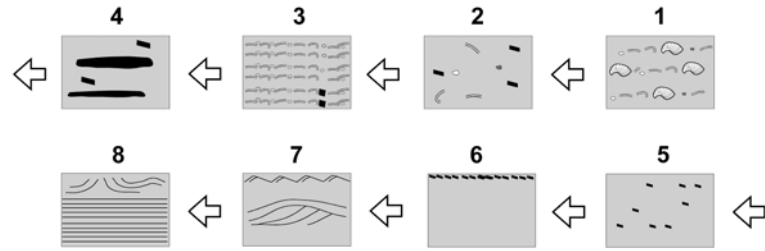


Figura 2. Panel de correlación y tracto de facies del cuerpo sedimentario analizado.

DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES

Si bien existen superficies de erosión internas reconocidas en zonas específicas dentro del cuerpo arenoso estudiado, es posible que estas superficies no se relacionen a diferentes eventos deposicionales. Relevamientos detallados de campo han permitido constatar que dichas superficies desaparecen lateralmente dentro de capas homogéneas, sugiriendo una depositación continua. De esta manera, es posible que estas superficies de erosión interna no correspondan a verdaderos límites de capas, sino que se relacionen a un aumento localizado en la energía del flujo, producto de una anisotropía horizontal en la distribución de la velocidad dentro de un único flujo sobrepasante. La coexistencia de erosión y sedimentación al mismo tiempo, asociada a una familia de facies relacionadas a procesos de tracción-decantación, sugiere una acumulación a partir de flujos de larga duración con alta carga en suspensión (flujos hiperpícnicos). Estos flujos constituyen la prolongación subácuea del sistema fluvial, y sus depósitos tienden a reflejar una dinámica compleja heredada del sistema originario.

De esta manera, las capas individuales espesas se relacionarían a una agradación progresiva del fondo a partir de un flujo denso que perdura en el tiempo (casi estacionario o quasi-steady). Consecuentemente, el espesor del depósito resultante no guardaría una relación directa con el espesor del flujo que le dio origen, sino más bien se relacionaría con la duración del mismo (Kneller & Branney 1995).

Estos flujos constituirían corrientes de densidad casi-estacionarias (quasi-steady concentrated density currents, Mulder & Alexander 2001), con cortejos y asociaciones de facies muy poco conocidos hasta el presente (Mulder & Alexander 2001). A diferencia de los depósitos relacionados con sistemas no episódicos (surge-type currents) los depósitos de descargas de larga duración pueden reflejar un ciclo completo de avance-retroceso dentro de una capa espesa individual.

Aunque la presencia de capas masivas podría ser el resultado de una intensa bioturbación, en los niveles estudiados no se han encontrado evidencias claras de actividad biológica que justifique la obliteración de la estratificación y de las estructuras sedimentarias primarias. Este hecho sugeriría que la masividad de las capas podría ser inherente al proceso de depositación original.

La existencia de espesores anómalos en capas arenosas masivas, ha sido relacionado a la presencia de confinamientos derivados de la topografía interna del fondo de la cuenca (McCaffrey & Kneller 2001). Este espesamiento anómalo se debería fundamentalmente a que el flujo hiperpícnico casi estacionario, en presencia de confinamiento, sufre una desaceleración "forzada" (Zavala 2005), lo que se traduce en una agradación progresiva localizada que perdura mientras continúa la descarga.

Los indicadores faunísticos juntamente con su posición en la secuencia permitirían ubicar el cuerpo analizado en el Oxfordiano temprano. Si bien la Formación La Manga es considerada como perteneciente al intervalo Oxfordiano medio a superior o intervalo L2 (Gulisano et al. 1984), el abundante contenido de material calcáreo en la matriz asociado con restos de moluscos podrían indicar la existencia para este tiempo, hacia zonas más proximales, de una proto-plataforma carbonática equivalente a la desarrollada durante la acumulación de la Formación La Manga en el Oxfordiano tardío.

REFERENCIAS

- Dellapé, D.A., Mombrú, C., Pando, G.A., Riccardi, A.C., Uliana, M.A. y Westermann, G.E.G., 1979. Edad y correlación de la Formación Tábanos en Chacay Melehué y otras localidades de Neuquén y Mendoza. *Obra del Centenario del Museo de La Plata*. t. 5. p. 81-106. La Plata.
- Groeber, P., 1946. Observaciones geológicas a lo largo del meridiano 70. 1) Hoja Chos Malal. *Sociedad Geológica Argentina. Revista*: 1 (3): 177-208. Buenos Aires.
- Gulisano, C. A. y Gutierrez Pleimling A. R., 1995. The Jurassic of the Neuquén Basin. a) Neuquén Province. *Secretaría de Minería de la Nación. Publicación* (158): 1-111.
- Gulisano, C.A., Gutiérrez Pleimling, A.R. y Digregorio, R.E., 1984. Esquema estratigráfico de la secuencia Jurásica del oeste de la provincia del Neuquén. *9º Congreso Geológico Argentino. Bariloche. Actas*, (1): 236-259. Buenos Aires.

- Kneller, B. y Branney, M. 1995., Sustained high-density turbidity currents and the deposition of thick massive sands. *Sedimentology*, (42): 607-616.
- Kuenen, Ph.H y Menard, H.W., 1952. Turbidity currents, graded and non graded deposits. *Jour. Sed. Petrology*, (22): 83-96.
- Legarreta, L. y Gulisano, C.A., 1989. Análisis estratigráfico secuencial de la cuenca Neuquína (Triásico superior-Terciario Inferior). 10º Congreso Geológico Argentino, Univ. Nac. de Tucumán, Instituto Superior de Correlación Geológica, Serie Correlación Geológica N° 6, Cuencas Sedimentarias Argentinas. p. 221-243. Tucumán.
- Legarreta, L. y Uliana, M. A., 1999. El Jurásico y Cretácico del la Cordillera Principal y la Cuenca Neuquina. Instituto de Geología y Recursos Minerales. *Geología Argentina. Anales* 29 (16): 399-432. Buenos Aires.
- McCaffrey, W. y Kneller, B., 2001. Process controls on the development of stratigraphic trap potential on the margins of confined turbidite systems and aids to reservoir evaluation. *AAPG Bulletin*, 85 (6): 971 –988.
- Middleton, G.V. y Hampton, M.A., 1976., Subaqueous sediment transport and deposition by sediment gravity flows. *Marine Sediment Transport and Environmental Management* (Ed. por D.J. Stanley y D.J. Swift). p.197-218.
- Mpodozis, C. y Ramos, V., 1989. The Andes of Chile and Argentina. Ericksen, G.E., Cañas Pinochet, M.T. & Reiemund, J.A. eds. *Geology of the Andes and its relation to hydrocarbon and mineral resources*. Circum-Pacific Council for Energy and Mineral Resources, Earth Sciences series v.11, Houston, Texas, USA.
- Mulder, T. y Alexander J., 2001. The physical character of subaqueous sedimentary density flows and their deposits. *International Association of Sedimentologists, Sedimentology*, (48): 269-299.
- Sanders, J. E., 1965. Primary sedimentary structures formed by turbidity currents and related sedimentation mechanisms. In: Middleton, G. V., ed., *Primary sedimentary structures and their hydrodynamic interpretation*. Soc. Econ. Paleontologists Mineralogists Spec. Publ. (12): 192-219.
- Stipanovic, P.N., 1969. El avance en los conocimientos del Jurásico argentino a partir del esquema de Groeber. *Asociación Geológica Argentina. Revista*: 24 (4): 367-388. Buenos Aires.
- Zavala C., García V., Martínez M., y Quattrocchio M., 1999. Significado estratigráfico y palinofacies de la Formación Challacó (Jurásico medio). Cuenca Neuquina. Argentina. Presentado al XIV Congreso Geológico Argentino. *Actas* (1): 78.
- Zavala, C. y González R., 2001. Estratigrafía del Grupo Cuyo (Jurásico inferior-medio) en la Sierra de la Vaca Muerta, Cuenca Neuquina. *Boletín de Informaciones Petroleras. Tercera Época, año XVII*, (65): 40-54.
- Zavala, C., 1993. Estratigrafía y análisis de facies de la Formación Lajas (Jurásico medio) en el sector suroccidental de la Cuenca Neuquina. Provincia del Neuquén. República Argentina. Tesis Doctoral. Departamento de Geología. Universidad Nacional del Sur. 249 p.
- Zavala, C., 2002. El contacto entre los grupos Cuyo y Lotena (Jurásico) en la Sierra de la Vaca Muerta. Cuenca Neuquina, Argentina. en: Cabaleri N., Cingolani, C.A., Linares, E., López de Luchi, M.G., Osters, H.A. y Panarello, H.O. (eds.). *Actas del XV Congreso Geológico Argentino CD-ROM*. Artículo N° 234. 5pp.
- Zavala, C., Mareto, H. y Arcuri, M., 2002. Las facies clásticas de la Formación Lotena (Jurásico medio) en las áreas de Loncopué y Loma La Lata. Cuenca Neuquina. Argentina. V Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos. Mar del Plata, 29 de octubre a 2 de Noviembre de 2002. *Actas CD*, 20pp.
- Zavala, C., y Freije, H., 2002. Cuñas clásticas jurásicas vinculadas a la Dorsal de Huíncul. Un ejemplo del área de Picún Leufú. Cuenca Neuquina, Argentina. V Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos. Mar del Plata, 29 de octubre a 2 de Noviembre de 2002. *Actas CD*, 14pp.
- Zavala, C., 2005. Tracking sea bed topography in the Jurassic. The Lotena Group in the Sierra de la Vaca Muerta (Neuquén Basin, Argentina). *Geologica Acta*, Vol.3, (2): 105-116.