

Modelo secuencial y controles en secuencias de alta frecuencia carbonáticas/silicoclásticas valanginianas (Formación Mulichinco, Cuenca Neuquina central, Argentina)

Ernesto Schwarz¹ y Gastón Álvarez-Trentini¹

1. Centro de Investigaciones Geológicas, Universidad Nacional de La Plata, CONICET, Calle 1 No.644, 1900 La Plata, Argentina. E-mail: eschwarz@cig.museo.unlp.edu.ar

La intercalación de depósitos con alta proporción de componentes carbonáticos en sucesiones marinas predominantemente silicoclásticas generalmente se atribuye a una reducción del aporte clástico y un contexto general transgresivo. Estas intercalaciones, si son ricas en bioclastos, comúnmente reciben el nombre de concentraciones bioclásticas o *shell beds*, y suelen limitar el intervalo transgresivo de un ciclo ideal transgresivo-regresivo (*onlap* y *backlap shell beds*, Kidwell, 1991). Si bien el modelo secuencial resultante es atractivo (Zecchin *et al.*, 2007; Zecchin y Catuneanu, 2013), por lo general no apunta a caracterizar qué tipo de sistema de acumulación se vincula con los concentrados bioclásticos, y eso conlleva en una limitación al momento de considerar qué controles externos podrían haber afectado el desarrollo de estas secuencias de alta frecuencia. Este trabajo se propone discutir modelos secuenciales y controles alternativos para ciclos de pequeña escala (metros a pocas decenas de metros), cuyos hem Ciclos basales son predominantemente carbonáticos y transgresivos, y los hem Ciclos superiores son silicoclásticos y con un arreglo regresivo.

Los ciclos carbonáticos/silicoclásticos de pequeña escala y de alta frecuencia (posible 10^4 - 10^5 de duración) que conforman una sucesión mixta característica del Valanginiano de la Cuenca Neuquina (Miembro Superior de la Formación Mulichinco) han sido recientemente caracterizados desde un punto facial, paleoambiental y secuencial, tanto en porciones proximales del “mar valanginiano” (Schwarz *et al.*, 2014), como en regiones más distales del mismo (Schwarz, 2012). En ambos casos los ciclos y sus constituyentes hem Ciclos han sido mapeados y no se registra en ningún caso un pasaje lateral entre intervalos silicoclásticos y carbonáticos. El espesor de los ciclos varía entre 2 y 18 m (8 m promedio), y la proporción de intervalos carbonáticos es comúnmente inferior al 30% del espesor total.

Los hem Ciclos transgresivos en el sector proximal muestran una base abrupta y erosiva por sobre sedimentos silicoclásticos previos, que es cubierta por facies de alta energía (*rudstones*, *grainstones* y *packstones* oolíticos-esqueletales, con capa plana o estratificación entrecruzada), interpretadas como de rampa carbonática somera. Estas facies gruesas pasan verticalmente a *floatstones* bioclásticos masivos (con variable proporción de ostras epifaunales y otros bivalvos semi- e infaunales), los cuales en forma colectiva se consideran como representantes de un ambiente de rampa media. Por su parte, en el sector distal, las bases de estos hem Ciclos también constituyen superficies de discontinuidad erosiva (en ocasiones marcadas por una suite de icnofacies de *Glossifungites*), pero sólo están presentes las facies de rampa media y por lo tanto no se distingue un claro arreglo retrogradante como en el sector proximal. Por otro lado, en ambos sectores de acumulación, el contenido de componentes terrígenos suele ser máximo cerca de la base de los hem Ciclos carbonáticos y casi nulo cerca del tope.

El límite entre los hem Ciclos carbonáticos y silicoclásticos suprayacentes se identifica como una rápida transición, pero sin evidencias de superficies erosivas que los limiten. Los intervalos terrígenos en el sector proximal se componen mayormente de areniscas fangosas bioturbadas que gradan verticalmente a areniscas con estratificación entrecruzada monticular o laminación ondulítica, y se consideran episodios de somerización desde condiciones de zona de transición *offshore-shoreface* a *shoreface* inferior. En el sector distal por su parte, los hem Ciclos terrígenos están dominados por fangolitas y areniscas fangosas bioturbadas también con arreglo regresivos, pero sugiriendo situaciones más prolongadas en ambientes de *offshore* y zona de transición.

Las secuencias transgresivas-regresivas de alta frecuencia de la Formación Mulichinco se apartan de los modelos convencionales (e.g. Zecchin y Catuneanu, 2013) puesto que si bien las facies carbonáticas de alta (*grainstones*) y baja (*floatstones*) energía podrían ser interpretados como concentrados bioclásticos de *onlap* y *back shell beds*, respectivamente, los depósitos analizados en este unidad no limitan un hem Ciclos transgresivo constituido mayormente por depósitos silicoclásticos con arreglo retrogradante. Por el contrario, las evidencias indican que las sedimentitas carbonáticas constituyen por sí mismas un sistema deposicional de rampa carbonática con significativa producción tanto de componentes biogénicos como no biogénicos (ooides). En forma adicional, distintas líneas de evidencia (erosión, distribución vertical) sugieren que el sedimento terrígeno asociado al intervalo transgresivo proviene mayormente de material relíctico de estadios regresivos previos. Este sistema transgresivo de rampa carbonática contrasta con el desarrollado durante el periodo regresivo, en el cual

los efectos de olas normales y de tormenta modelan un sistema de *offshore* a *shoreface* con alto aporte terrígeno desde el continente.

La migración lateral de facies (transgresivas y regresivas) en las secuencias del Miembro Superior de la Formación Mulichinco podría haber estado controlada por cambios en el nivel relativo del mar. Sin embargo, esos cambios no necesariamente permitirían explicar la recurrencia vertical de sistemas de acumulación silicoclásticos y carbonáticos cuyos subambientes representan similares condiciones paleobatimétricas (e.g. *offshore* silicoclástico vs. rampa media carbonática o *shoreface* silicoclástico vs. rampa somera). Dado que el clima afecta profundamente al suministro clástico y a la sedimentación química, podría especularse que los cambios de nivel relativo del mar podrían haber actuado en fase con fluctuaciones climáticas, con una fase árida durante el estadio transgresivo (bajo aporte, alta productividad) y otra más húmeda durante el estadio regresivo (alto aporte, baja? productividad). Variaciones climáticas “intra-secuencia” asociadas a periodos glaciales-interglaciales son comunes en condiciones de *Icehouse* (Soreghan, 1997), y se propone aquí que podrían haber operado también durante el Valanginiano, el cual habría estado caracterizado por una condición de *Greenhouse* frío (Gréselle y Pittet, 2010).

- Gréselle, B. y Pittet, B.** (2010) Sea-level reconstructions from the Peri-Vocontian Zone (SE France) point to Valanginian glacio-eustasy. *Sedimentology*, **57**, 1640–1684.
- Kidwell, S.M.** (1991) The stratigraphy of shell concentrations. En: P.A. Allison y D.E.G. Briggs (Eds.), *Taphonomy: releasing the data locked in the fossil record*. pp. 211–289. Plenum Press, New York.
- Schwarz, E.** (2012) Sharp-based marine sandstone bodies in the Mulichinco Formation (Lower Cretaceous), Neuquén Basin, Argentina: remnants of transgressive offshore sand ridges. *Sedimentology*, **59**, 1478–1508.
- Schwarz, E., Álvarez-Trentini, G. y Valenzuela, M.E.** (2014) Ciclos mixtos carbonáticos/silicoclásticos en el Miembro Superior de la Formación Mulichinco (yacimiento Cañadón Amarillo, Cuenca Neuquina central): Implicancias secuenciales y para caracterización de reservorios. *Latin American Journal of Sedimentology and Basin Analysis*, **20**, 21–49.
- Soreghan, G.S.** (1997) Walther’s law, Climate change, and Upper Paleozoic Cyclostratigraphy in the Ancestral Rocky Mountains. *Journal of Sedimentary Research*, **67**, 1001–1004.
- Zecchin, M.** (2007) The architectural variability of small-scale cycles in shelf and ramp clastic systems: the controlling factors. *Earth-Science Reviews*, **84**, 21–55.
- Zecchin, M. y Catuneanu, O.** (2013) High-resolution sequence stratigraphy of clastic shelves I: Units and bounding surfaces. *Marine and Petroleum Geology*, **39**, 1–25.