XV Congreso Peruano de Geología. Resúmenes Extendidos.
Sociedad Geológica del Perú, Pub. Esp. N° 9 (2010), Cusco p. 826-829

LAS CURVAS EUSTÁTICAS DURANTE EL MESOZOICO EN YURA, CUENCA AREQUIPA

Aldo Alván & Harmuth Acosta

INGEMMET, Av. Canadá 1470, San Borja, Lima. Email: aalvan@ingemmet.gob.pe

INTRODUCCIÓN

La cuenca Arequipa se halla en el sur de Perú, y se extiende hasta Copiapó en el norte de Chile (cuenca Arequipa-Tarapacá). Esta cuenca fue originada por una serie de esfuerzos tectónicos distensivos que sucedieron muy posiblemente desde el Triásico superior o inicios del Jurásico, esfuerzos que determinaron el espacio de acomodación de los sedimentos en esta cuenca. En la presente contribución, se estudian los sistemas depositacionales en Yura, Arequipa, los cuales consisten en ambientes sedimentarios mixtos de plataformas carbonatadas y siliciclásticas, donde se formaron los depósitos carbonatados durante aperturas o ampliación en el espacio de acomodación, y los siliciclásticos durante cortas reducciones del espacio de acomodación. Estos sistemas fueron interpretados a partir del análisis sedimentológico en Yura y del hábitat de los amonites, obteniendo curvas eustáticas regionales que son comparadas con curvas registradas en otras regiones ampliamente separadas. Este trabajo forma parte de los trabajos de investigación del proyecto GR1: "Geología de la costa sur y vertiente oeste de la Cordillera Occidental" del INGEMMET.

ESTRATIGRAFÍA SECUENCIAL

La acumulación de sedimentos marinos está fuertemente controlada por los cambios eustáticos, subsidencia y efectos climáticos que tienen injerencia en la producción de sedimentos (Plint et al., 1992). Estos conceptos están relacionados uno del otro mediante modelos, que están centrados alrededor de una curva de fluctuaciones del nivel base (Fig. 1) que describen cambios en la acomodación de sedimentos (Catuneanu, 2002, 2006), y límites secuenciales.

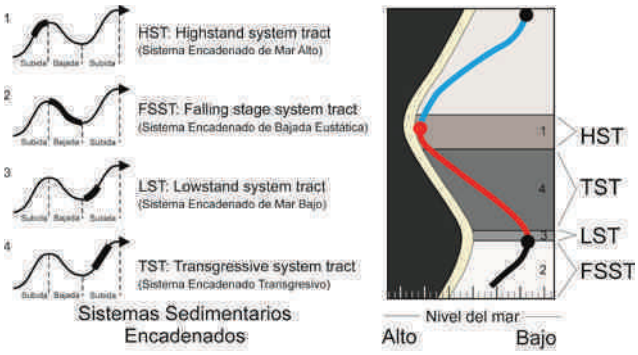

Figura 1. Sistemas sedimentarios encadenados (simplificado de Catuneanu, 2002).

Las curvas eustáticas jurásicas y cretácicas a nivel global han sido estudiadas por Haq et al. (1987), Hardenbol et al. (1998) y Hallam (2001). En la cuenca Arequipa, se tiene interpretado las variaciones eustáticas (Vicente, 2005; Alván, 2009) mediante una columna representativa levantada en Yura (Fig. 2) conteniendo secuencias de jerarquías de 2º orden, las que se explican a continuación.

LAS CURVAS EUSTÁTICAS Y AMBIENTES SEDIMENTARIOS EN YURA

Debido a la apertura del paso entre el mar de Tethys y el Paleopacífico, posiblemente en el Triásico superior o inicios del Hettangiano, la sedimentación en la cuenca Arequipa-Tarapacá inicia con un LST, y en el Sinemuriano empieza una gran transgresión marina (TST), depositándose sedimentos finos con niveles que contienen slumps y plataformas carbonatadas formados durante un TST. En estos sedimentos se tiene a las zonas de *A. bucklandi*, y *E. raricostatum* en Tacna. Posterior al TST y a un posible HST, se depositan los sedimentos del Pliensbachiano, correspondiendo a una progradación, producto de una regresión marina. Durante la parte más inicial del Toarciano, sucede una corta regresión representada por un LST y seguidamente el principio de un TST, nuevamente con formación de amplias plataformas carbonatadas en casi toda la cuenca, teniendo a las zonas de *D. hoelderi* (Hillebrandt, 1987) y *P. fluitans* en Tacna.
Durante el Aaleniano y Bajociano la transgresión continúa, conteniendo a las zonas de *B. manflasensis* y *S. humphriesianum.* Posteriormente en el Bathoniano superior se registra un HST y un posterior FSST, donde empieza a decrecer el nivel del mar, hasta tener súbitamente un RST desde el inicio del Caloviano. En el inicio del Caloviano inferior se depositan abundantes barras arenosas progradacionales, y representan una

bajada eustática. Durante el Caloviano medio y superior, sucede una subida eustática (TST), teniendo a las zonas de *H. proximum* y *R. anceps* en ambientes prodeltaicos y de talud con slumps formados posiblemente en un HST. Posteriormente, durante el Oxfordiano y Kimmeridgiano el nivel del mar desciende producto de un RST, teniendo depósitos retrogradantes de frente deltaico hasta tener barras de arena de playa. En el Tithoniano, sucede una nueva transgresión marina sin alcanzar grandes profundidades (menos de 100 m), se tiene ejemplares de la zona de *W. internispinosum*, con posteriores y someras plataformas carbonatadas de la Formación Gramadal.

En el inicio del Barremiano, se tiene potentes barras progradantes de areniscas formados en un FSST, y posteriormente una gran regresión marina que dura hasta el Hauteriviano. En el Barremiano inferior se tiene una ligera transgresión con plataformas carbonatadas someras. Durante el resto del Barremiano hasta el Aptiano, se tiene una nueva bajada relativa en el nivel eustático. La apertura de cuenca producto de expansión tectónica, denominada como Fase Mochica por Jaillard (1994), continúa en curso hasta tener los últimos pulsos extensivos en el Cretácico inferior, el cual duró hasta el Coniaciano, con la formación de extensas plataformas carbonatadas de la Formación Arcurquina durante un TST. Jaillard (1994) considera que desde el intervalo Albiano-Turoniano sucedieron esfuerzos transicionales entre compresivos y extensivos resultando en transgresión, debido a las fallas del Sistema Abancay-Andahuaylas-Totos que fueron reportadas por Carlotto et al. (2009). Esta transgresión es reportada en todo el margen Andino. Estos procesos tectónicos son considerados como Fase Mochica por Jaillard (1994). Como último evento registrado en la sección estratigráfica, se tiene los conglomerados de la Formación Huanca, como producto de una tectónica compresional, denominado por Jaillard (1994) como Fase Peruana.

RELACIÓN CON OTRAS CUENCAS

Carlotto et al. (2009) propusieron que en el sur de Perú, el macizo de Arequipa funcionó como alto estructural durante el Noriano al Hettangiano, impidiendo que estos terrenos sean afectados por una transgresión. Al sur de Antofagasta, los sedimentos marinos del Triásico superior y del Hettangiano son reportados como pertenecientes a la cuenca Domeyko (Ardill et al., 1996; Vicente, 2005). Hallam (2001) menciona que en el mar de Tethys la transgresión duró hasta inicios del Sinemuriano superior, siendo esto similar a lo registrado en las rocas sinemurianas de la cuenca Arequipa-Tarapacá. Esta transgresión provocó la fusión entre la cuenca Arequipa-Tarapacá y Domeyko (Vicente, 2005), y los procesos de sin-rift que las formaron son muy similares a lo sucedido durante el intervalo Hettangiano?-Sinemuriano en la cuenca Pucará en el norte de Perú (Carlotto et al., 2009). En el Pliensbachiano la cuenca Arequipa presenta una bajada eustática, igual que en Domeyko y es similar a las curvas de Hallam (2001) que llega hasta inicios del Toarciano. Es en el término del Toarciano donde se reporta una subida eustática hasta el Bathoniano, con una ligera regresión marina, resultando en una transgresión que también afecta a la cuenca Pucará, instalándose las calizas de la Formación Chunumayo (equivalente a la Formación Socosani) (Carlotto et al., 2009). En esta edad, y gracias a esta transgresión se logran fusionar las cuencas Pucará y la cuenca Arequipa-Tarapacá, mostrando patrones de ciclicidad eustática similares a las curvas del Jurásico medio sugerido por Hallam (2001).

La transgresión meso-caloviana que duró hasta el Oxfordiano y Tithoniano en la cuenca Arequipa-Tarapacá, se extendió nuevamente a la cuenca Pucará (Carlotto et al., 2009), registrándose de similar modo en las sucesiones sedimentarias de Domeyko. Hardenbol et al. (1998) indican que durante el Tithoniano medio en el mar de Tethys se tiene registrada la mayor subida eustática del Jurásico. Una súbita regresión marina se registra desde el Tithoniano superior hasta el Hauteriviano, producto de una bajada eustática.

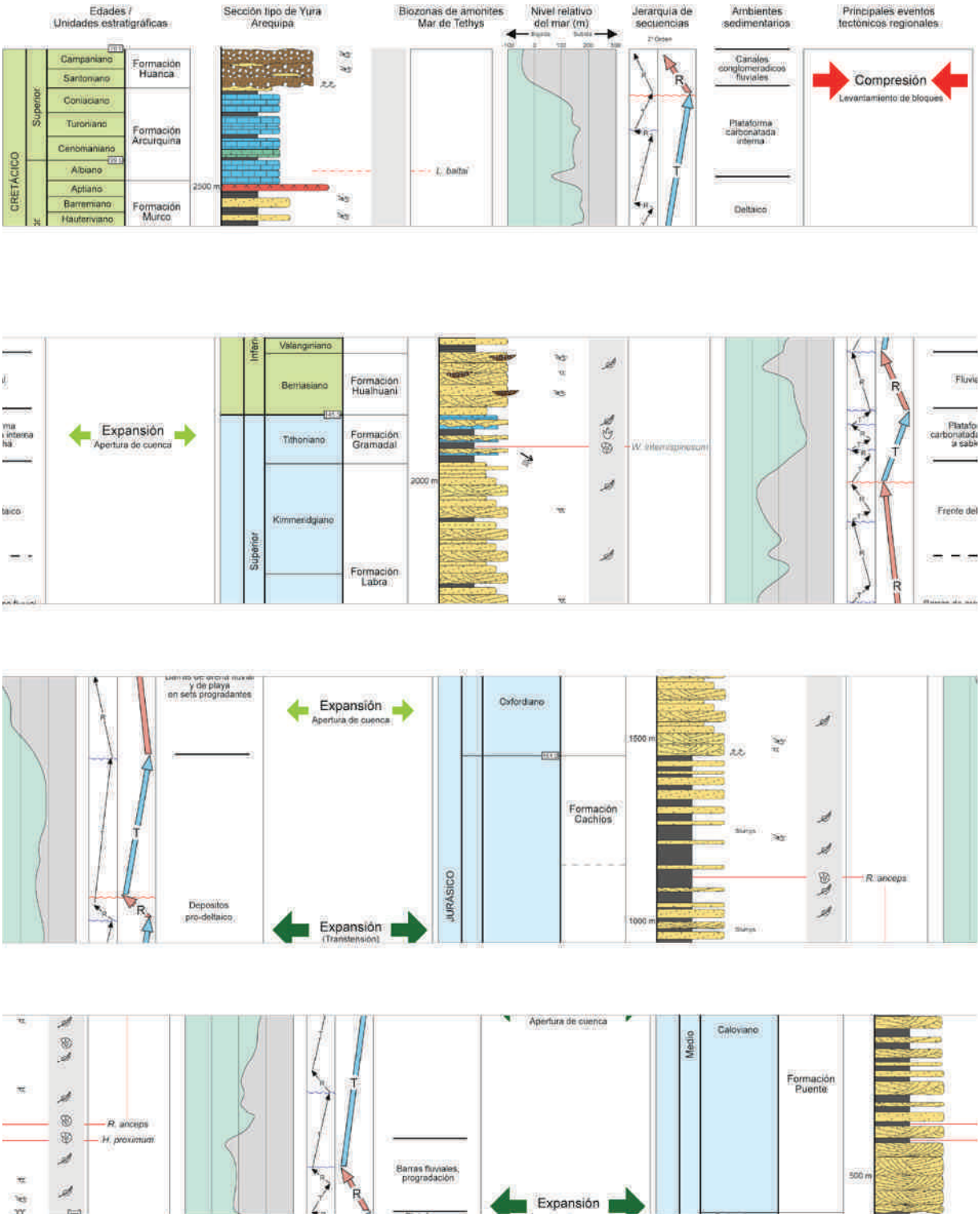

Figura 2. Ciclos eustáticos y los principales eventos tectónicos regionales durante el Mesozoico en la cuenca Arequipa, sur de Perú (15°30'S a 17°30'S). Sección estratigráfica de Yura, Arequipa. El nivel relativo del mar fue interpretado del hábitat de los amonites (Westermann, 1990). Las biozonas de amonites en gris, han sido reportadas en los departamentos de Tacna y Moquegua.

Durante el Barremiano inferior, Hardenbol et al. (1998) sugiere una crecida en el nivel eustático, donde en la cuenca Arequipa-Tarapacá se tiene ligeras evidencias de una transgresión con plataformas carbonatadas. A partir del Aptiano, se registra en las curvas del mar de Tethys un aumento progresivo del nivel relativo

eustático (Hardenbol et al., 1998), formándose calizas en toda la cuenca, con diferentes espesores por el Sistema de Fallas Abancay-Andahuaylas-Totos (Carlotto et al., 2009), igual que en la mayor parte del margen andino. Durante el Cretácico superior se ha reportado una caída del nivel eustático en cuencas del hemisferio norte, y se interpreta como resultado de un levantamiento regional en Perú, Chile y Argentina (Ardill et al., 1996).

CONCLUSIONES

La sedimentación mesozoica en la cuenca Arequipa ha sido controlada principalmente por la tectónica distensiva y por las fluctuaciones del nivel del mar. Los eventos tectónicos distensivos considerados como principales o de mayor intensidad sucedieron durante el Sinemuriano, fines del Bathoniano a Caloviano inferior, y en el Caloviano superior. La fragmentación de Pangea originó la conexión entre el mar de Thethys y el Paleopacífico, logrando el intercambio de fauna amonoidea entre ambas latitudes, y la expansión de la cuenca Arequipa, dando lugar a la invasión del mar en el sur de Perú y en las principales cuencas del sur de Sudamérica. Las curvas del nivel eustático relativo elaboradas para esta cuenca, se realizaron principalmente en función al hábitat de los amonites, siendo familias que mayormente habitaron mares someros y poco profundos (Westermann, 1990). Estas curvas son similares a las curvas a nivel global, excepto por la curva del inicio del Toarciano y en el Cretácico superior, las que fueron producidas por fuerte tectónica expansiva.

AGRADECIMIENTOS

Los autores agradecen a la Dirección de Geología Regional del INGEMMET, y al Ing. Luis Cerpa por acertadas observaciones.

REFERENCIAS

Alván, A. (2009). Relación de las facies sedimentarias y de los ammonites del Jurásico inferior a medio entre Yura (Arequipa) y Palquilla (Tacna). Tesis de Grado, Universidad Nacional Mayor de San Marcos; 136 p.

Ardill, J., Flint, S., Stainstreet, I. & Chong, G. (1996). Sequence stratigraphy of the Mesozoic Domeyko basin, northern Chile. Third ISAG, St. Malo, France; p. 269-272.

Carlotto, V., Rodríguez, R., Acosta, H., Cárdenas, J. & Jaillard, E. (2009). Alto estructural Totos-Paras (Ayacucho): Límite paleogeográfico en la evolución mesozoica de las cuencas Pucará (Triásico superior-Liásico) y Arequipa (Jurásico-Cretácico). Boletín de la Sociedad Geológica del Perú, Vol. Especial N° 7 Víctor Benavides Cáceres; p. 1-46.

Catuneanu, O. (2002). Sequence stratigraphy of clastic systems: concepts, merits, and pitfalls. Journal of African Earth Sciences, Vol. 35; p. 1-43. Geological Society of Africa Presidential Review Nº 1.

Catuneanu, O. (2006). Principles of Sequence Stratigraphy. Elsevier; 349 p.

Haq, B., Hardenbol, J. & Vail, P. (1987). Chronology of Fluctuating Sea Levels Since the Triassic. Science 6, Vol. 235, Nº 4793; p. 1156-1167.

Hallam, A. (2001). A review of the broad pattern of Jurassic sea-level changes and their possible causes in the Light of current knowledge. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, Vol. 167; p. 23-37.

Hallam, A. & Wignall, P. (1999). Mass extinctions and sea-level changes. Earth-Science Reviews, Vol. 48; p. 217-250.

Hardenbol, J., Thierry, J., Farley, M., Jacquin, T., Graciansky, P. & Vail, P. (1998). Mesozoic and Cenozoic sequence stratigraphy of Europeans basins. Mesozoic and Cenozoic sequence chronostratigraphy framework of Europeans basins. Society for Sedimentary Geology, Special Publication N° 60; 39 p.

Hillebrandt, A. v. (1987). Liassic ammonite zones of South America and correlations with other provinces. En: Volkheimer, W. (Ed.), Bioestratigrafía de los sistemas regionales del Jurásico y Cretácico en América del Sur, Mendoza; p. 111-157.

Jaillard. E. (1994). Kimmeridgian to Paleocene tectonic and geodynamic evolution of the Peruvian (and Ecuadorian) margin. En: Salfity, J. (Ed.). Cretaceous tectonics of the Andes. Vieweg Publishing ; p. 101-166.

Plint, A., Eyles, N., Eyles, C. & Walker, R. (1992). 2. Control of Sea Level Change. En: Walker, R. & James, N. (Eds.). Facies Models response to sea level change; p. 15-26.

Vicente, J.-C. (2005).- Dynamic paleogeography of the Jurassic Andean Basin: pattern of transgression and localisation of main Straits though the magmatic arc. Revista de la Asociación Geológica Argentina, Vol. 60, N° 1; p. 221-250.

Westermann, G. E. G. (1990). New developments in Ecology of Jurassic-Cretaceous ammonoids. En Convegno Internazional Fosili, Evoluzione, Ambiente, Nº 2, Actas; p. 439-478.