

PRÁCTICAS DE CAMPO VIRTUALES

EL TRIASCO DEL ANTICLINAL DE RIBA DE SANTIUSTE (PROVINCIA DE GUADALAJARA)

Sopeña, A.¹, Sánchez-Moya Y.²

¹ Instituto de Geociencias. CSIC-Universidad Complutense de Madrid, Madrid.

² Departamento de Geodinámica, Estratigrafía y Paleontología. Universidad Complutense de Madrid, Madrid.

Presentación

El anticlinal de Riba de Santiuste (Provincia de Guadalajara), es un excelente entorno geológico para el estudio de las facies continentales y marinas triásicas, de las relaciones entre la tectónica contemporánea con la sedimentación, del estudio de discordancias progresivas y de estructuras tipo *roll-over*. La variedad y preservación de las estructuras sedimentarias inorgánicas y orgánicas presentes en las series, hace de esta área un auténtico museo natural. Por este motivo, la Facultad de Ciencias Geológicas de la UCM, ha empleado esta comarca, para el desarrollo de las prácticas de campo de las asignaturas de Estratigrafía y de Medios Sedimentarios.

Entorno geológico

El Anticlinal de Riba de Santiuste, se localiza en el extremo suroccidental de la Cordillera Ibérica, en la zona de enlace con el Sistema Central. Los excelentes afloramientos del Triásico de este anticlinal, permiten analizar con detalle la respuesta del registro sedimentario a las condiciones tectónicas que se dieron durante las primeras etapas del *rifting* mesozoico ([Sánchez-Moya, 1992](#); Sánchez-Moya y Sopeña, 2004). En el extremo occidental de la estructura, se localiza la falla lítrica principal que marca el borde del surco ibérico para esta época y que separa la zona más estable del depocentro de la cuenca, situado al este.

El anticlinal de Riba de Santiuste es una estructura asimétrica con un núcleo de rocas del Ordovícico, Silúrico y Devónico inferior y con un pequeño afloramiento del Pérmico. Sobre este núcleo, se apoya en discordancia angular y erosiva el Triásico en facies germánicas, con sus tres litotipos clásicos, Buntsandstein, Muschelkalk y Keuper ([Sánchez-Moya, et al., 2015](#)).

Desde el punto de vista tectónico, el área, es el resultado de la evolución de Iberia durante el final de los ciclos varisco y alpino, de la ruptura inicial de la Pangea y de la posterior propagación del mar del Tetis hacia occidente. La fragmentación del supercontinente Pangea, produjo importantes esfuerzos extensionales que dieron lugar al origen y evolución del que se ha llamado "*Rift Ibérico*" y a la generación de una importante Cuenca de Sedimentación, en cuyos depocentros se depositaron potentes series continentales y marinas de edades que abarcan, desde el Pérmico inferior hasta el Cretácico superior. La inversión tectónica iniciada durante el Paleógeno, dio lugar al levantamiento de la Cordillera Ibérica y culminó, a lo largo de Cenozoico, con el levantamiento del Sistema Central. La Cordillera Ibérica es, por tanto, una cadena de antepaís con tegumento potente y/o cobertera (Sopeña y De Vicente, 2004).

El episodio extensional triásico observable en esta área, corresponde al inicio del *rifting* Ártico-Atlántico y se extiende desde el Pérmico superior hasta el Noriense. Se caracteriza por un episodio relativamente corto de subsidencia mecánica seguido por un largo episodio de subsidencia térmica (Sánchez-Moya y Sopeña, 2004).

El Triásico del anticlinal de Riba de Santiuste se depositó en el depocentro de la Cuenca Ibérica. En esta área se acumuló un importante espesor de sedimentos. Las facies del Buntsandstein

superan los 850 m en este entorno. Sin embargo, a pocos kilómetros al oeste, cerca de la fractura principal que controla el borde occidental de *Rift* Ibérico, el espesor de los sedimentos correlativos es menor de 100 m. Todas las variaciones de espesor, se resuelven mediante un complejo sistema de discordancias progresivas en respuesta a las variaciones en las tasas locales de subsidencia. Su análisis permite deducir las características de la tectónica extensional asociada a las primeras etapas del *rifting*. Las estructuras de tipo *roll-over* desarrolladas en el bloque de techo de la falla (*hanging-wall*) y condicionadas por fallas normales, son una de las características peculiares de este anticlinal.

En síntesis, el modo de crecimiento de las fallas, determinó la velocidad a la que se creó nuevo espacio de acomodación para el depósito de los sedimentos. Por lo tanto, las geometrías de los cuerpos sedimentarios, reflejan las firmas tectónicas, además de las variaciones en el nivel del mar y de los cambios climáticos habidos durante este periodo de la evolución tecto-sedimentaria de Iberia.

Objetivos

- Identificación de facies y ambientes sedimentarios fluviales.
- Obtención y análisis de distintos tipos de medidas de paleocorriente.
- Relaciones entre la geometría de los estratos, el control tectónico y la respuesta sedimentaria.
- Reconocimiento e identificación de las facies marinas someras.

Itinerarios

Se propone un recorrido que permite obtener una idea general de los depósitos del relleno de la cuenca y de los sedimentos que representan el máximo avance hacia occidente del mar Tetis. En este itinerario se observará la práctica totalidad de la serie triásica. Desde la localidad de Riba de Santiuste, el itinerario discurre a lo largo del barranco de Valdearcos, hasta su unión con el Río Salado y continúa por el camino que conduce al pueblo. El último tramo del recorrido se realiza en la pista que sube al Castillo.

Los vehículos pueden aparcarse en la entrada del pueblo de Riba de Santiuste, ya que todo el recorrido es fácilmente accesible a pie.

Descripción de las paradas

Parada 1.- El inicio de *rift*

Los sedimentos que corresponden a la etapa de inicio del *rift* en esta región, es decir, de la fase extensional del Pérmico superior-Triásico inferior, se depositaron como respuesta al comienzo del deslizamiento en la falla principal. El relleno de la cuenca, se inicia con los sedimentos aportados por un sistema fluvial longitudinal de tipo entrelazado y carga de gravas, que evoluciona a un sistema de arenas, y posteriormente a un sistema con sedimentos mixtos de gravas y arenas. Esta etapa, finaliza con depósitos de un sistema fluvial de baja sinuosidad, con carga arenosa y de canales amplios y poco profundos.

Un buen punto de observación de los depósitos fluviales se localiza en la margen derecha del arroyo de Valdearcos, en el paraje denominado El Legío.

Parada 2.- Los estilos fluviales y las facies del inicio de *rift*

Continuando por el barranco del arroyo de Valdearcos y próximos al paraje de la Viña, se pueden observar las características de las secuencias depositadas por los distintos tipos de sistemas fluviales que se suceden en el tiempo. En los cortados de este paraje, también se puede disfrutar de la observación de los inquilinos de estos tranquilos rincones que se encuentran habitados por una impresionante colonia de buitres leonados.

Parada 3.- El desarrollo del *Rift*

El periodo de desarrollo de las facies *synrift*, está caracterizado por una importante actividad tectónica, grandes variaciones de los estilos fluviales y acusados cambios en las direcciones de las paleocorrientes. Los deslizamientos del sistema de fallas dieron lugar a basculamientos de la superficie topográfica que condicionaron las direcciones del drenaje y las migraciones de los sistemas de canales. Tras el basculamiento, el drenaje se dirigía hacia el E, donde se localizaba la zona topográficamente más baja y distante del escarpe principal que limitaba la cuenca. El efecto del incremento de espacio de acomodación era progresivamente compensado por la sedimentación, de forma, que se restablecía gradualmente la tendencia general de drenaje hacia el SE. Este proceso de basculamiento-restablecimiento de la dirección axial, se dio repetidas veces a lo largo del tiempo, como se observa en los cambios de la tendencia de las paleocorrientes fluviales.

En esta etapa, se produjo también, la intercalación de dos niveles de conglomerados de notable espesor. Continuando por el barranco de Valdearcos y en dirección a la confluencia con el río Salado, podemos observar uno de ellos. En este caso, se trata de materiales depositados por un sistema de canales entrelazados con carga mixta de gravas y arenas. Los cantos presentan abundantes huellas de presión-disolución, imbricación y secuencias de con granoselección. Las medidas de la imbricación de los cantos permiten, tras la restitución en proyección estereográfica, obtener la dirección de paleodrenaje.

Los sistemas fluviales de carga de arenas que se suceden, muestran distintos estilos fluviales asociados a las variaciones de la subsidencia y de las pendientes de drenaje. La calidad de los afloramientos permite también obtener buenas medidas de paleocorrientes y establecer los diferentes pulsos tectónicos que afectaron la estabilidad de los canales fluviales.

Parada 4.- La “relativa” estabilidad tectónica

Tras la intensa actividad tectónica de la etapa anterior, tuvo lugar una progresiva estabilidad, aunque aún, hubo algunos movimientos del sistema de fallas denunciados por cambios en la evolución vertical de las paleocorrientes. Los sistemas sedimentarios de esta etapa, evolucionaron desde un sistema fluvial entrelazado con carga de fondo de arenas caracterizado por un porcentaje relativamente alto de depósitos de desbordamiento, hasta un sistema, también de canales entrelazados, pero de carga mixta, y finalmente, a un sistema de carácter efímero.

Desde el paraje denominado Fuente Nueva y a lo largo del camino que bordea la ladera SO de la loma donde se levanta el Castillo de Riba de Santiuste, se muestra un conjunto de depósitos fluviales de canales entrelazados, con una importante preservación de las facies llanura de inundación y de niveles edáficos.

A diferencia de etapas anteriores, los depósitos de desbordamiento se encuentran bien representados, tanto por facies de lutitas masivas o laminadas, como por canales de derrame, lóbulos o mantos de arena.

Una de las características distintivas de esta unidad, es la presencia de niveles edáficos con distinto grado de madurez. Los gleysoles cálcicos o calcisoles gleyed, puede interpretarse de distintas formas. Estos horizontes pedogenéticos, que llegan hasta el estadio III de madurez, suelen estar relacionados con largos períodos de baja tasa de subsidencia. Los paleosuelos cálcicos en estadio III de desarrollo, requieren de decenas de miles a cientos de miles de años para su formación. Por lo tanto, intervalos relativamente cortos de tranquilidad entre los distintos momentos de basculamiento del área, pueden haber sido suficientes para su crecimiento ([Alonso-Zarza et al. 1999](#)).

Parada 5.- La plataforma marina somera y carbonatada de las facies Mushkelchalk.

En el camino de subida al Castillo de Riba de Santiuste, pueden observarse los depósitos asociados a la segunda transgresión del Triásico medio. Presentan en esta sección, unas características muy distintas a las de los sedimentos marinos equivalentes de otras áreas de la Cordillera Ibérica. En contraste con las unidades anteriores donde son frecuentes los abanicos de capas a escala cartográfica, esta unidad se caracteriza por la disposición paralela de las secuencias deposicionales. Los medios sedimentarios son sistemas litorales, mareales, marinos someros carbonatados y mixtos ([Sopeña, 1979](#); [García-Gil, 1990 y 1991](#)). El fin de la actividad tectónica y el cese de los grandes desplazamientos en el sistema de fallas de la cuenca, marcan el final de la etapa *syn-rift* y el inicio de la sedimentación *post-rift*. Estos afloramientos, son un ejemplo excepcional en el centro de la Península Ibérica, tanto por la excelente conservación de las estructuras sedimentarias orgánicas e inorgánicas que presentan, como por la información que proporcionan para la reconstrucción de los ambientes sedimentarios y de la paleogeografía del Tetis durante este periodo de tiempo.

Son depósitos de litologías variadas, principalmente, dolomías, margas, areniscas y lutitas. En los sedimentos carbonáticos, son frecuentes las laminaciones de algas y las bioturbaciones de tipo *Rhizocorallium*, los fósiles de pequeños bivalvos y braquiópodos como *Lingula tenuissima* y en menor proporción, huesos de vertebrados, dientes de peces, foraminíferos, etc. En la parte superior se ha descrito, además, una nueva especie de nautiloideo (*Picardíceras sopegnai* n. sp. [Goy y Martínez, 1996](#)).

Los sedimentos detrítico-terrágenos incluyen facies litorales y algunas secuencias de tormenta. Presentan macro y microflora contenida en algunos finos niveles de lutitas negras, ichnofauna de vertebrados (*Synaptcnium* sp., *Chiroterium* sp., *Batrachopus* sp., [Demathieu et al. 1978](#)), huellas de reposo de ofiuros, entre otras estructuras de origen orgánico.

Las secuencias de tormenta, están constituidas de base a techo, por una cicatriz erosiva con *flute cast*, arenas muy finas grises masivas, arenas amarillas de grano muy fino con laminación paralela y abundantes restos vegetales carbonosos, y con *ripples* de oscilación con estructuras de deformación hidrolástica de tipo *convolute*.

A lo largo del camino a la subida al castillo, pueden observarse numerosos niveles con distintos tipos de *ripples* de corriente, de cresa recta, sinuosa o linguoide, de oscilación y de interferencia, estratificación lenticular y *flaser*, laminaciones paralelas, lineación primaria de corriente, marcas de descenso del nivel de agua, etc. También abundantes marcas de bioturbación.

Parada 6.- Panorámica general

La última parada se localiza en el Castillo de Riba de Santiuste, cuyos orígenes árabes se remontan al siglo IX. Fue construido con objeto de defender la zona de la conquista castellana. A finales del siglo XII y principios del XIII sufrió una ampliación y reconstrucción por el obispado de Sigüenza. De nuevo quedó semidestruido hasta que, en 1973, fue subastado por el Estado y comprado por un particular que llevó a cabo su restauración. Actualmente se encuentra abandonado.

Desde las murallas almenadas del castillo se puede obtener una espléndida panorámica general de gran parte del anticlinal y de su terminación periclinal. También se reconocen las tres unidades litoestratigráficas mayores que componen el Triásico de esta región. En los amplios valles que se divisan hacia el este, ocupados en su mayoría tierras de labor, aflora el Keuper. Estas facies representan la etapa de post-rift y el paso de la subsidencia tectónica dominante a la subsidencia térmica de la cuenca

Las facies Keuper están constituidas por arcillas y evaporitas, en general yesos, y anhidritas y por potentes niveles de halita que no afloran, pero que producen gran cantidad de agua salada que alimenta las numerosas salinas dispersas por la zona. La sedimentación de todas estas facies, se produjo en grandes zonas de bajo relieve, colmatadas de salmueras marinas y grandes megasaladares próximos al mar Tetis que no tienen equivalente en la actualidad.

El entorno de Riba de Santiuste es uno de los Geositos de mayor interés de la Cordillera Ibérica. Sus afloramientos excepcionales merecen que entre todos hagamos un esfuerzo de conservación. Te animamos a visitar este entorno y te pedimos encarecidamente que ni uses el martillo ni tomes ningún tipo de muestra.

Por último, te recordamos que dispones de una página Web donde hay otras salidas virtuales de interés.

Bibliografía

Alonso-Zarza, A.M., Sopeña, A., Sánchez-Moya, Y. 1999. Contrasting paleosol development in two different tectonic settings: The Upper Buntsandstein of the Western Iberian Ranges, Central Spain. *Terra Nova* 11: 23-29. [Link](#)

Demathieu, G. Ramos, A. Sopeña, A. 1978. Fauna icnológica del Triásico del extremo noroccidental de la Cordillera Ibérica (Prov. de Guadalajara). Ichneological triassic fauna of northwestern of the Iberia Cordillera (province of Guadalajara). *Estudios Geológicos*, 34: 175-186. [Link](#)

García-Gil, S. 1990. Estudio sedimentológico y paleogeográfico del Triásico en el tercio noroccidental de la Cordillera Ibérica (Provincias de Guadalajara y Soria). *Colección Tesis Doctorales*, 176/90. Universidad Complutense de Madrid. 621 pgs.

García-GIL, S. 1991. Las unidades litoestratigráficas del Muschelkalk en el NW de la Cordillera Ibérica (España). *Boletín de la Real Sociedad Española de Historia Natural. Sección geológica*, 86(1): 21-51.

Goy, A., Martínez, G. 1996. Nautiloideos del Triásico Medio en la Cordillera Ibérica y en la parte oriental de las Cordilleras Béticas. *Cuadernos de Geología Ibérica*, 20 271-300. [Link](#)

Sánchez-Moya, Y. 1992. Evolución sedimentológica y controles estructurales de un borde de cuenca extensional: Comienzo de Mesozoico en un sector del margen occidental de la Cordillera Ibérica. *Colección Tesis Doctorales 232/92*. Universidad Complutense de Madrid. 414 pgs. [Link](#)

Sánchez-Moya, Y., Sopeña, A. 2004. El rift mesozoico ibérico. En: *Geología de España* J. A. Vera. Ed. SGE-IGME, Madrid, p. 484-485.

Sánchez-Moya, Y., Muñoz, A., De Vicente, G., Sopeña, A. 2015. Las cuencas del Pérmico y Triásico en la zona de enlace entre el Sistema central y la Cordillera Ibérica. *Reduca (Geología)*. Serie Itinerarios Didácticos 7(2):1-27. [Link](#)

Sopeña, A. 1979. Estratigrafía del Pérmico y Triásico del noroeste de la provincia de Guadalajara. *Seminarios de Estratigrafía*. Serie monografías, 5: 1-329. [Link](#)

Sopeña, A., De Vicente, G. 2004. Cordilleras Ibérica y Costero-Catalana. Rasgos generales. En: *Geología de España* J. A. Vera. Ed. SGE-IGME, Madrid, p. 467-470.