

Las cuencas del Pérmico y Triásico en la zona de enlace entre el Sistema central y la Cordillera Ibérica

Yolanda Sánchez-Moya^{1,3}. Alfonso Muñoz^{2,3}.
Gerardo De Vicente^{2,3}. Alfonso Sopena³

¹ Dpto. de Estratigrafía. ² Dpto. de Geodinámica Universidad Complutense, 28040 Madrid. España

³ Instituto de Geociencias, CSIC-UCM. 28040 Madrid. España

yol@ucm.es amunoz@ucm.es gdv@ucm.es sopena@ucm.es

Resumen: el itinerario propuesto discurre por un área de la provincia de Guadalajara, donde es posible analizar las relaciones entre la tectónica y la sedimentación durante el Pérmico y el Triásico. Los materiales de estas edades están muy bien expuestos y la relación con las fallas contemporáneas con la sedimentación es evidente. En el sector de enlace entre el Sistema Central y la Cordillera Ibérica se pueden examinar con detalle las características de las series del Pérmico que constituyen el inicio del ciclo de sedimentación postvarisco y las discordancias que separan el Paleozoico inferior del Pérmico y, de éste, con el Triásico inferior y medio. Una vista panorámica desde el castillo de Riba de Santiuste permite observar el gran espesor de las facies *Buntsandstein* que alcanza en este sector los 850 m y analizar las relaciones entre el control tectónico y la respuesta sedimentaria al movimiento de las fallas. A pocos kilómetros, cerca de la fractura principal que controla el borde occidental de *Rift* Ibérico, el espesor de los sedimentos correlativos es menor de 100 m y es posible examinar con detalle, las razones de esta drástica disminución.

Palabras clave: Pérmico. Triásico. *Buntsandstein*. *Muschelkalk*. *Rifting*. Tectónica. Sedimentación. Vulcanismo. Abanicos aluviales. Fluvial. Transgresión. Tetis.

INTRODUCCIÓN Y MARCO GEOLOGICO REGIONAL

La evolución de Iberia durante el final del ciclo varisco y a lo largo del Mesozoico, estuvo directamente relacionada con los procesos asociados a la ruptura inicial de la Pangea y con la propagación del mar del Tetis hacia occidente. El proceso de fragmentación del supercontinente produjo esfuerzos extensionales de magnitud notable que dieron lugar, por ejemplo, al origen y propagación del *Rift* Ibérico y a la generación de la llamada Cuenca de Sedimentación Ibérica, en sentido amplio (SALAS *et al.*, 2001; SOPEÑA, 2004, Ed.). Al final de la orogenia varisca (Carbonífero superior-Pérmico inferior), la microplaca ibérica experimentó un complejo proceso de fracturación. Como consecuencia de ello, se individualizaron algunas cuencas intramontañosas en ciertas áreas del orógeno. La fracturación demuestra una respuesta frágil de la corteza en muchas zonas, debida a la persistencia de situaciones compresivas, todavía relacionables con la orogenia varisca. Estos movimientos estuvieron acompañados por una gran actividad magmática, tanto

volcánica como plutónica, como prueban los granitos tardivariscos y las rocas volcánicas del Carbonífero superior y Pérmico inferior.

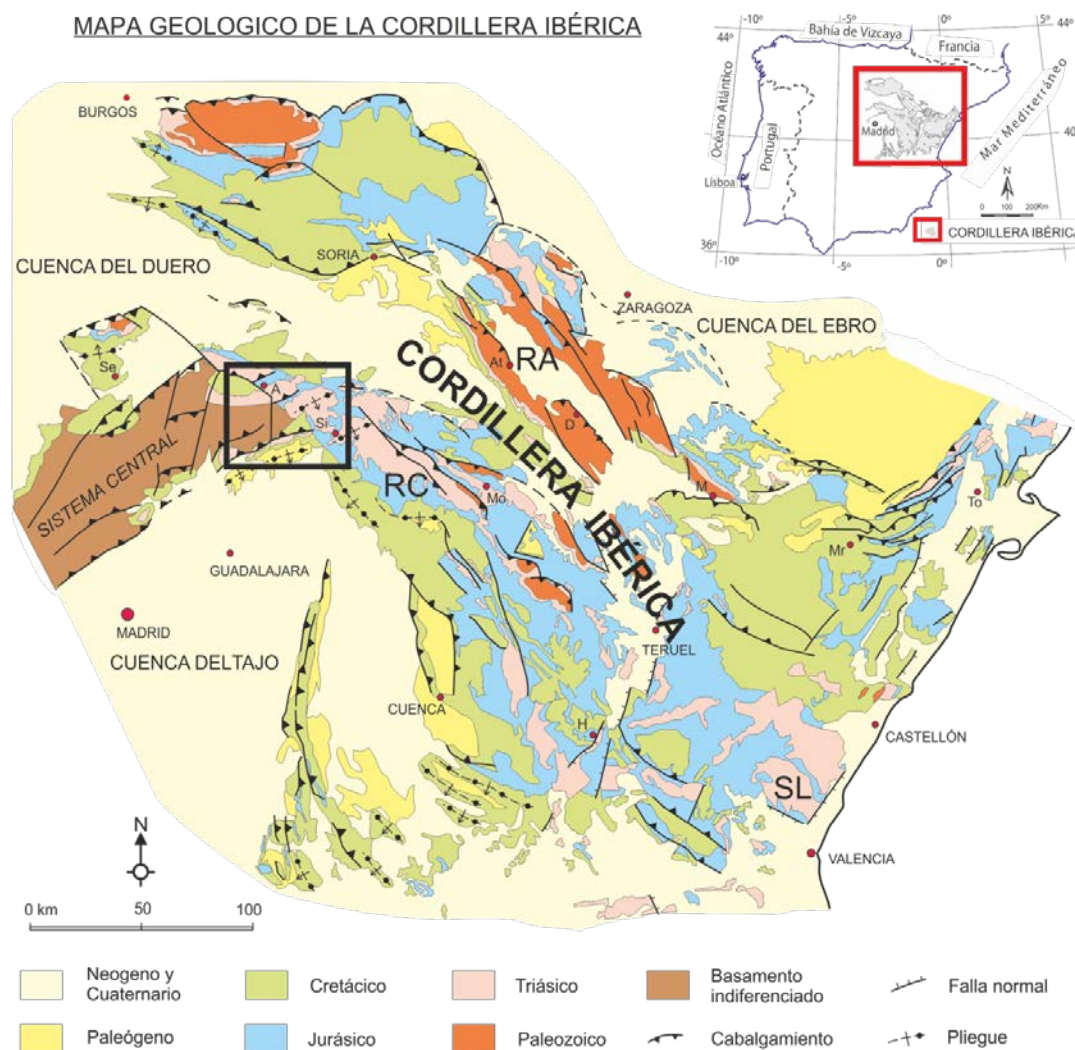


Figura 1. Localización del área de estudio. A: Atienza. At: Ateca. D: Daroca. H: Henarejos. M: Montalbán. Mo: Molina de Aragón. Mr: Morella. Se: Sepúlveda. Si: Sigüenza. To: Tortosa. Modificado de SOPEÑA y DE VICENTE, 2004.

En la zona que comprende este itinerario (Fig. 1), durante el Pérmico inferior (299-272 Ma), la extensión parece estar confinada en determinadas áreas donde se depositaron localmente potentes masas de sedimentos aluviales. La importante subsidencia que se deduce del relleno de algunas de ellas y la geometría de los depósitos, indica muy probablemente, la relación con una tectónica de desgarre tardivarisca que favoreció la generación de cuencas de tipo *pull-apart* y las efusiones de andesitas y dacitas intercaladas en la parte inferior del Pérmico (MUÑOZ *et al.*, 1985). En contraste, el control de la sedimentación mesozoica se caracteriza, en líneas generales, por dos episodios extensionales mayores, con subsidencia de moderada o baja magnitud y de relativamente corta duración, seguidos por los correlativos episodios de subsidencia térmica. Las

directrices principales de la primera fase de *rifting* que tuvo lugar durante el Pérmico y Triásico inferior (Fig. 2), condicionaron la orientación de las estructuras de toda la Cordillera Ibérica, tanto de su Rama Castellano-Valenciana como de la Rama Aragonesa, y tanto en la orientación general de la cuenca de sedimentación, como durante la inversión tectónica posterior (De VICENTE, 2004, Ed.; De VICENTE *et al.*, 2009; GARCIA-LASANTA, *et al.* 2015). Durante el Triásico inferior (252-247 Ma), en el área que aquí se considera, la extensión produjo numerosas fallas y la sedimentación, de carácter fluvial, tuvo lugar en fosas elongadas según una dirección preferente NO-SE. En este caso, los pulsos extensionales, dieron lugar a relieves notables en los bloques elevados y menores, en el interior de la cuenca, pero siempre asociados a fracturas normales.

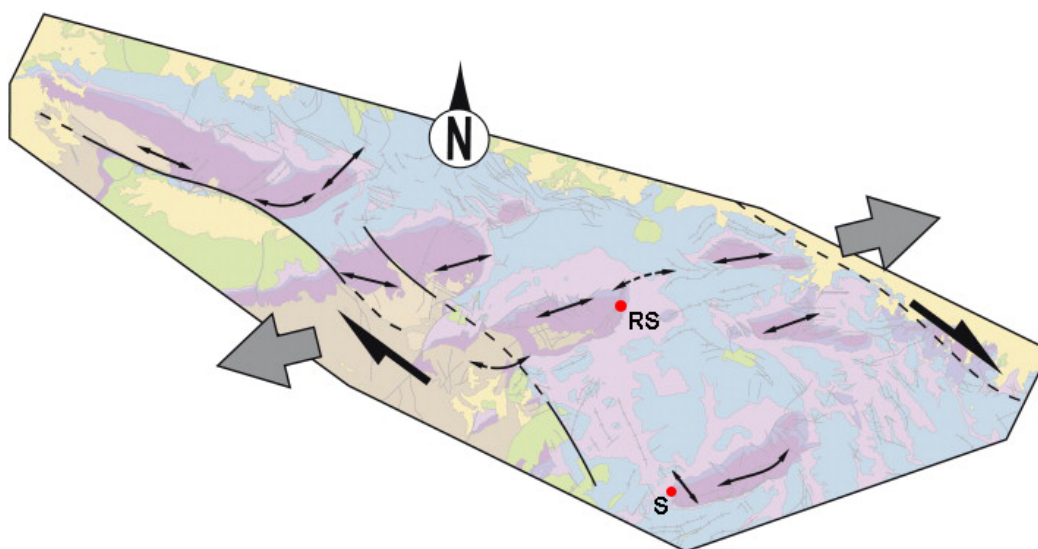


Figura 2. Marco tectónico del Rift Ibérico durante el Pérmico-Triásico, en la zona de enlace del Sistema Central y de la Rama Castellana de la Cordillera Ibérica. RS: Riba de Santiuste. S: Sigüenza. Modificado de GARCÍA-LASANTA *et al.*, 2015.

A lo largo del itinerario propuesto se examinarán la estratigrafía, las facies sedimentarias y sus relaciones con la tectónica contemporánea durante el Pérmico y el Triásico. Se han elegido dos áreas concretas en el borde occidental de la Cordillera Ibérica y en el borde sureste del Sistema Central (Fig. 3) que por las condiciones de afloramiento se consideran óptimas para analizar los diferentes litotipos del Pérmico y del Triásico, así como sus relaciones con los procesos extensionales contemporáneos con la sedimentación. También se analizará el registro sedimentario del máximo avance hacia occidente del mar del Tetis y los depósitos que corresponden al cambio, desde un régimen subsidencia tectónica, a otro de subsidencia térmica. 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, la estratigrafía y 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.

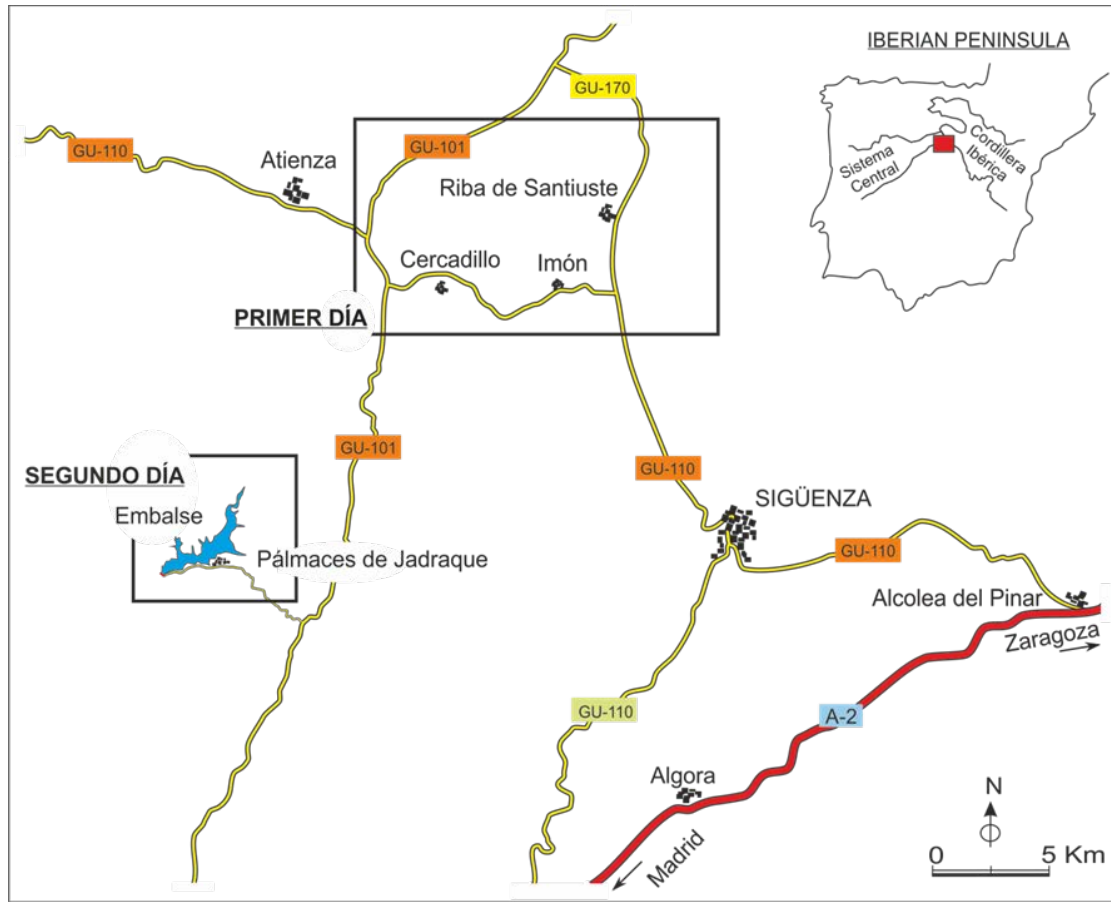


Figura 3. Localización de las áreas por las que discurre el itinerario.

Las rocas del Pérmico inferior yacen siempre discordantes sobre basamento varisco y son a su vez recubiertas en discordancia por las capas rojas del Triásico (Fig. 4). En esta zona, el Triásico se caracteriza por facies de la triada germánica clásica: *Buntsandstein* (principalmente facies siliciclásticas continentales), *Muschelkalk* (en este caso facies marinas y costeras de carbonatos y terrígenos) y *Keuper* (*sabkhas* y facies evaporíticas).

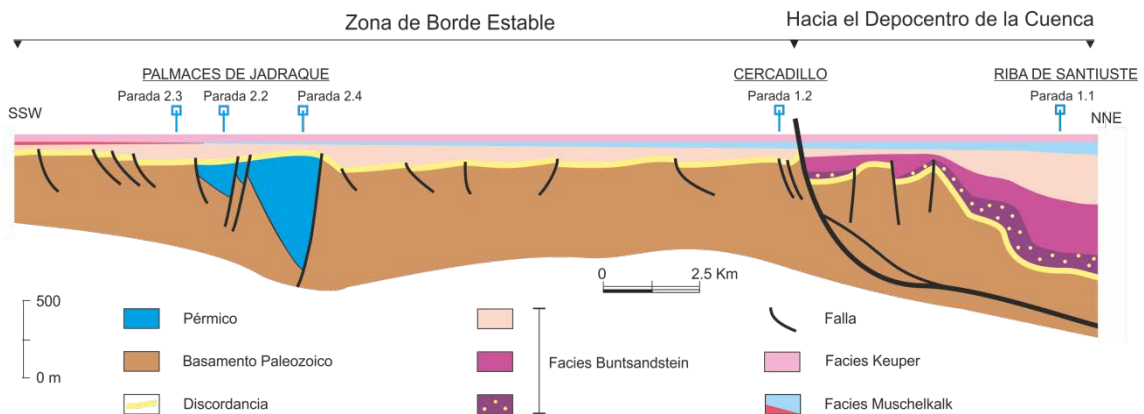


Figura 4. Sección idealizada para el final del Triásico, de los depósitos pérmicos y triásicos en el área de enlace entre el Sistema Central y la zona más occidental de la Cordillera Ibérica.

Las facies *Buntsandstein* recubren en discordancia todas las rocas anteriores. Representan un período de extensa sedimentación continental sobre los macizos paleozoicos de la Península Ibérica. Tradicionalmente la discordancia basal ha sido considerada como el límite Paleozoico-Mesozoico, pero la edad de los depósitos que marcan el comienzo de la sedimentación sobre cualquier material más antiguo es variable y abarca en esta región un periodo de tiempo que oscila entre el final de los depósitos pérmicos y Triásico Superior o Medio.

DESCRIPCIÓN DEL ITINERARIO

Distribución de tiempos y ubicación de las paradas

En la figura 3, se localizan las dos zonas recomendadas para el propósito fijado en este itinerario y las carreteras principales que dan acceso a él desde la autovía A2.

Primer día: Área de Riba de Santiuste (Provincia de Guadalajara)

Objetivos: vista panorámica desde el Castillo de Riba de Santiuste de las facies *Buntsandstein* y estimación de su gran espesor. Relaciones entre la geometría de los estratos, el control tectónico y la respuesta sedimentaria. A sólo 10 km de Riba de Santiuste, en el borde occidental del *rift* triásico, el espesor de los sedimentos se reduce de forma notable. A lo largo de este día pueden correlacionarse las series de los afloramientos de ambas áreas y analizar las razones de los cambios de potencia y la geometría de los depósitos en relación con las fracturas contemporáneas con la sedimentación.

Paradas 1.1 a 1.7

Localidad: Riba de Santiuste y alrededores.

Objetivo: vista general de los sedimentos del Triásico y análisis de los diferentes estilos de las facies fluviales de la secuencia completa del *Buntsandstein* con más de 850 m de espesor. Los depósitos de origen marino poco profundo de las facies *Muschelkalk* que representan el máximo avance hacia occidente del mar del Tetis, están también muy bien expuestos en esta área.

Parada 1.8 y 1.9

Localidad: noroeste del pueblo de Cercadillo (K 41,5 de la CM-110).

Objetivo: discordancia entre el Paleozoico y el Triásico. Control de las facies y espesores de las unidades triásicas de las facies *Buntsandstein* por una falla extensional de dirección NO-SE que marca el borde de la zona más activa del *rift*.

Segundo día: Área de Pálmaces de Jadraque (Provincia de Guadalajara)

Objetivo: reconocimiento de las discordancias que separan el Paleozoico inferior del Pérmico, el Paleozoico del Triásico y el Pérmico del Triásico. En esta área, se observa en detalle la serie estratigráfica del Pérmico que representa el inicio del ciclo de sedimentación postvarisco y sus características sedimentológicas en relación con la tectónica activa durante su depósito. En la parte inferior de la secuencia se intercalan materiales de origen volcánico y volcanoclástico.

Parada 2.1 (Panorámica)

Localidad: al oeste del embalse de Pálmaces.

Objetivo: vista general de los materiales del Pérmico y del Triásico, y de las discordancias que separan el Paleozoico inferior del Pérmico y el Pérmico del Triásico.

Parada 2.2

Localidad: desembocadura del Arroyo Pernala, al norte del embalse de Pálmaces.

Objetivo: discordancia entre el Paleozoico inferior y el Pérmico. Observación de la sucesión estratigráfica del Pérmico inferior.

Parada 2.3 y 2.4

Localidad: Arroyo de los Monteros. Al noroeste del embalse de Pálmaces.

Objetivo: observación detallada de la discordancia que separa el Paleozoico inferior de las facies *Buntsandstein* del Triásico.

Parada 2.5

Localidad: Arroyo Castillo de Iñesque. Al este del pueblo de Pálmaces de Jadraque.

Objetivo: observación de las secuencias de los conglomerados del Pérmico y detalle de la discordancia que separa el Pérmico y el Triásico.

PRIMER DÍA: AREA DE RIBA DE SANTIUSTE (PROVINCIA DE GUADALAJARA)

El anticlinal de Riba de Santiuste es una estructura asimétrica de dirección aproximada NE-SO y vergencia SO localizada en el margen oeste de la Cordillera Ibérica y en la zona de enlace con el Sistema Central (Fig. 5). Los excelentes afloramientos del Triásico de esta región 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 *et al.* 2004a). 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 (Fig.5).

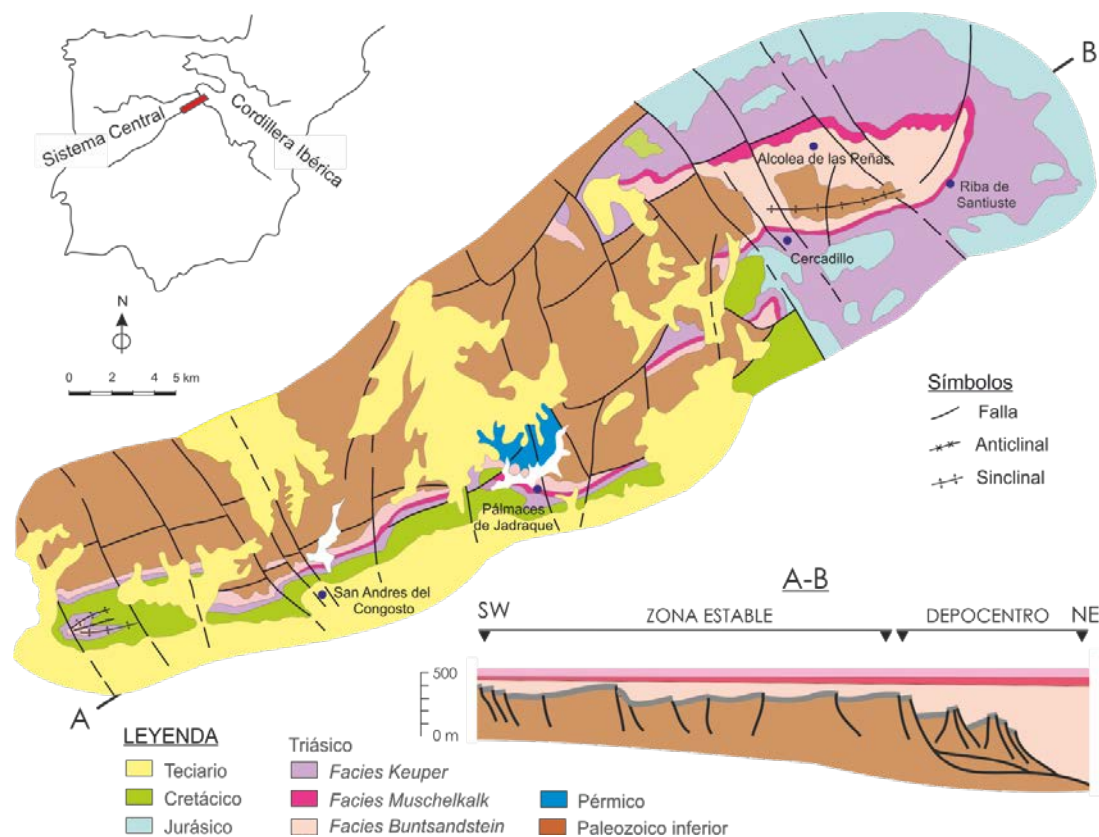


Figura 5. Esquema geológico de la zona de enlace entre el Sistema Central y el sector occidental de la Cordillera Ibérica.

La arquitectura sedimentaria, es decir el apilamiento y la distribución tridimensional de los sedimentos, estuvo muy condicionada por el basculamiento de esta falla, y por las tasas de deslizamiento de los diferentes segmentos de las fallas sinsedimentarias que acompañaron sus movimientos. Estas fallas ejercieron un control decisivo sobre la distribución de la subsidencia y sobre la evolución de la arquitectura fluvial de los depósitos del Triásico en esta zona (SÁNCHEZ-MOYA *et al.*, 1992 y 1996; SOPEÑA y SÁNCHEZ-MOYA, 1997). Sin duda, los cambios climáticos y las variaciones en el nivel del mar, también jugaron un papel importante en el desarrollo de la cuenca y en su evolución sedimentaria posterior durante el Triásico medio y superior. Como respuesta a las variaciones en la tasa de subsidencia se depositó una compleja cuña de sedimentos de cuyo análisis detallado pueden deducirse 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 la presencia de fallas normales, son una de las estructuras más características de este anticlinal. El conjunto de movimientos contemporáneos con la sedimentación, se resolvió en forma de pequeñas cuencas asimétricas de tipo *semigraben* limitadas por fracturas y rellenas por depósitos aluviales,

cuyos estilo y variaciones verticales son el reflejo directo de la actividad tectónica local (Fig. 6).

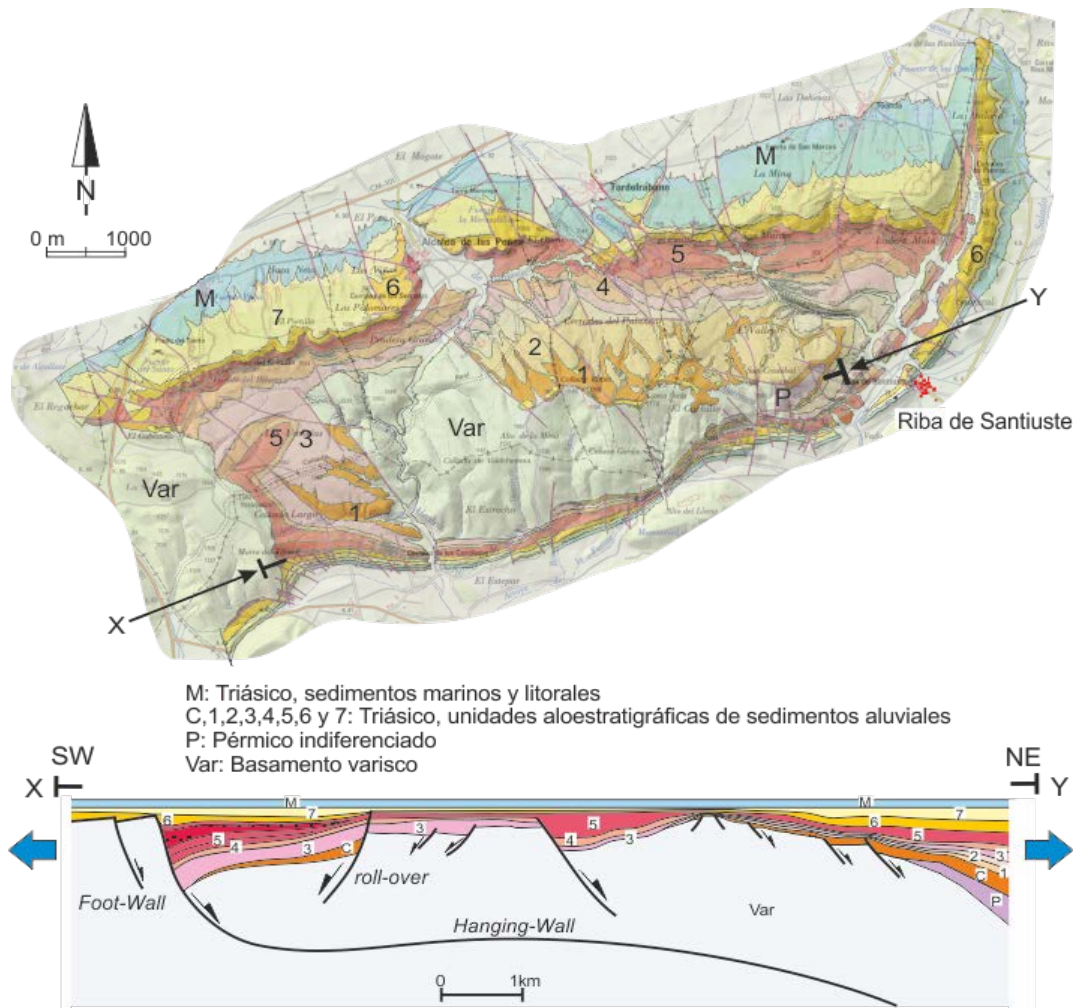


Figura 6. Mapa geológico del anticlinal de Riba de Santiuste (ver Fig. 3 para localización) y sección transversal de su flanco sur donde se muestra la arquitectura y la deformación durante las etapas iniciales del *rifting* y la configuración geométrica de la cuenca al final de la transgresión marina del Triásico medio.

Estratigrafía y sedimentología de la etapa *syn-rift*

Los sedimentos asociados a esta etapa tectónica corresponden a una completa y potente secuencia depositada entre finales del Pérmico y el Triásico Medio (Ladiniense). Las facies *Buntsandstein* se apoyan en discordancia sobre cualquier material más antiguo. El núcleo del anticlinal está constituido por materiales del Paleozoico que abarcan un periodo de tiempo comprendido entre el Ordovícico medio y el Devónico inferior. Localmente, en el extremo oriental de la estructura, existe un pequeño afloramiento de conglomerados, areniscas y lutitas rojas con intercalaciones de rocas volcánicas atribuibles al Pérmico *sl.* (SOPEÑA, 1979). Dentro de las facies *Buntsandstein* se distinguen ocho unidades aloestratigráficas, es decir, separadas por discontinuidades, que representan distintas etapas en la evolución tectónica y sedimentaria de la cuenca. Junto con las facies marinas del *Muschelkalk* y las detrítico-salinas del *Keuper*, completan un modelo evolutivo que permite explicar la arquitectura estratigráfica de la cuenca y las relaciones entre la

subsistencia y la sedimentación para este periodo de tiempo del comienzo del Mesozoico (SÁNCHEZ-MOYA, 1991).

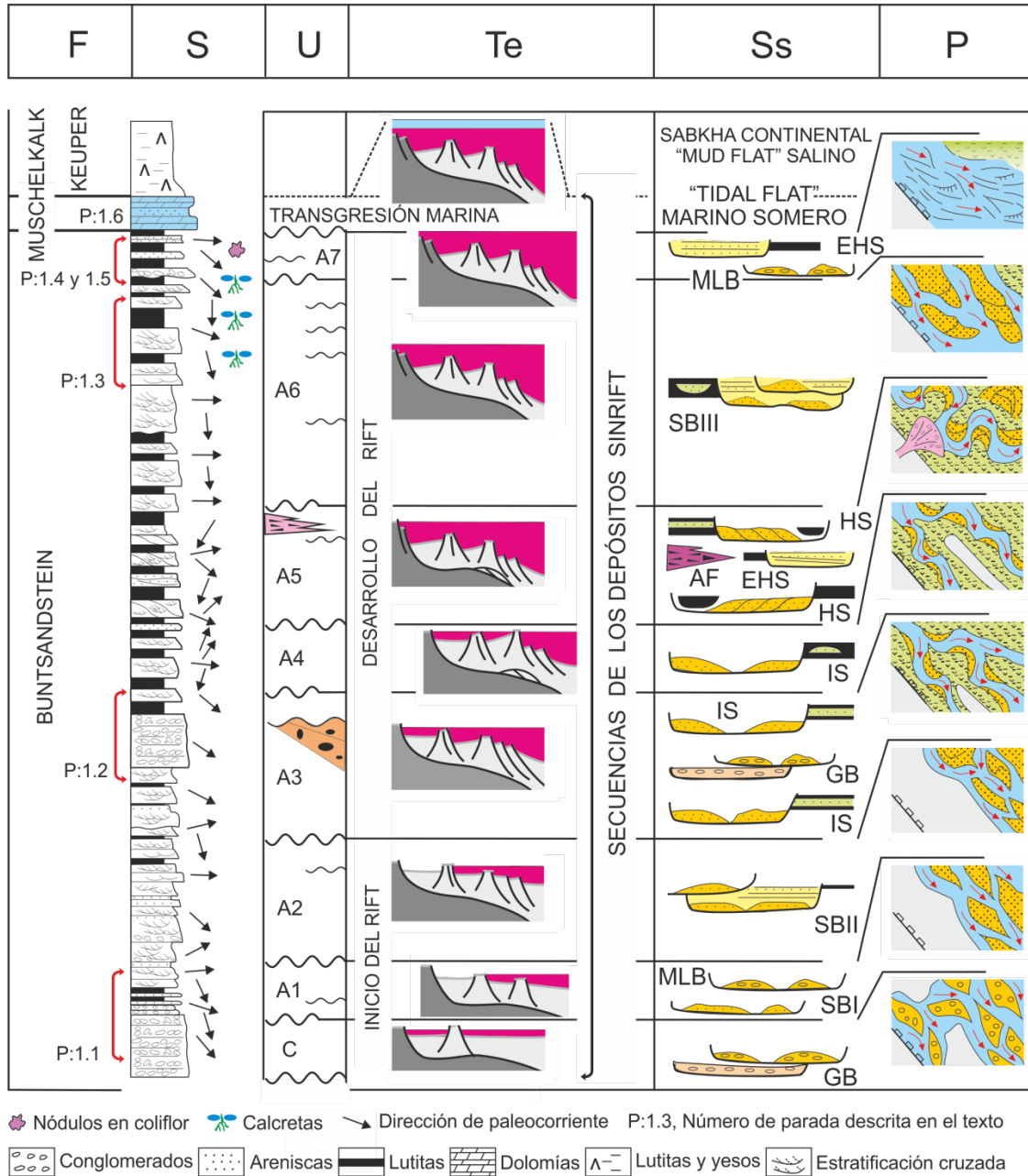


Figura 7. Sinopsis de la evolución de los sistemas fluviales en el área del anticlinal de Ribera de Santiuste y su interpretación. F: facies. S: columna estratigráfica de síntesis. U: Unidades aloestratigráficas. Te: esquemas de la evolución del relleno de la cuenca en función de la tectónica activa. La ausencia de color rojo indica un área sin sedimentación para ese tiempo. Ss, P: representación esquemática de la evolución de las características de los sistemas fluviales, en sección y en planta. Abreviaturas para los sistemas sedimentarios: GB, sistema fluvial entrelazado de grava; SBI sistema fluvial entrelazado de arena tipo I; MLB, sistema fluvial entrelazado de carga mixta; SB II, sistema fluvial entrelazado de arena de tipo II; IS, sistema fluvial de media sinuosidad; HS, sistema fluvial de alta sinuosidad; EHS, sistema fluvial efímero; AF, Abanico aluvial; SBIII, sistema fluvial entrelazado de arenas de tipo III. Modificado de SOPEÑA y SÁNCHEZ-MOYA, 1997.

Como se observa en la figura 7, las unidades aloestratigráficas de las facies fluviales del *Buntsandstein*, se pueden agrupar en conjuntos tectonoestratigráficos mayores que representan distintos momentos en la evolución del proceso de *rifting*. Las tres primeras unidades, C, A1 y A2, corresponden a la etapa de inicio del *rift*, que a su vez, coincide con el principio de la fase extensional del Pérmico superior-Triásico inferior en esta región. Se depositaron como respuesta al comienzo del deslizamiento en la falla principal, cuando en el bloque basculado (Fig. 5), se diferenciaron dos subcuencas separadas por un alto estructural de dirección NNO-SSE. El relleno de estas cubetas (unidad aloestratigráfica C), se inicia con sedimentos aportados por un sistema fluvial longitudinal, de tipo entrelazado que, controlado por una baja tasa de subsidencia, depositó mantos de gravas amalgamados, barras transversas y rellenos de canales con un alto grado interconexión entre ellos (Fig. 7, GB).

Las unidades A1 y A2, no se depositaron en la subcuenca más occidental que permaneció inactiva hasta la siguiente etapa (Fig. 7). Sin embargo, en la subcuenca oriental, al producirse nuevos movimientos en el sistema de fallas y reactivarse el sistema, los depósitos fluviales pasaron por dos etapas diferentes: una inicial con predominio de los depósitos de arena, y otra con sedimentos mixtos de gravas y arenas. El progresivo equilibrio del sistema se alcanza con un nuevo sistema de carga de arena de baja sinuosidad, con canales amplios y poco profundos, donde las barras de tipo linguoide y la laminación paralela constituyen las secuencias típicas de los rellenos de los canales. Durante este tiempo la tasa de sedimentación se mantuvo casi en equilibrio con la tasa de subsidencia (SÁNCHEZ-MOYA, 1991).

A partir de este momento (unidad A3) comienza la etapa de mayor actividad tectónica de la cuenca, las variaciones de los estilos fluviales y los cambios en las direcciones de las paleocorrientes son más acusados, como puede observarse en la figura. 7. Lo que caracteriza esta etapa de desarrollo del *rift* (SÁNCHEZ-MOYA *et al.* 2004b), es la generalización de la sedimentación en toda el área con frecuentes cambios de estilo en la red de drenaje. Las variaciones en la subsidencia y, por tanto, en la creación de espacio de acomodación para el depósito de sedimentos según la actividad tectónica, condicionaron los distintos tipos de redes de drenaje que se suceden en el tiempo. Los distintos episodios de deslizamiento en el sistema de fallas quedan registrados como discontinuidades y truncamientos erosivos locales.

En algunas áreas próximas a las fallas más activas, son evidentes y cartografiables los abanicos de capas separados por discontinuidades que limitan las secuencias fluviales (Fig. 8). También caracteriza esta etapa, la intercalación de dos niveles de conglomerados en las unidades A3 y A5, con un espesor notable. Los conglomerados de la unidad A3 se depositaron por un sistema de canales entrelazados con carga de mixta de gravas y arenas, relacionado con un rejuvenecimiento significativo de la red de drenaje. Son de carácter local puesto que solo están presentes en el extremo oriental de la cuenca. Con bastante probabilidad, un movimiento importante de una falla próxima, creó espacio de acomodación que actuó también como trampa de sedimentos. El nivel intercalado en el techo de la unidad A5, tiene un origen diferente y se distingue con facilidad del resto de sedimentos fluviales. Se trata, en este caso, de un abanico aluvial (o cinturón de abanicos

aluviales) que bordea el margen occidental del *rift*, y penetra en la cuenca fluvial desde el oeste con una dirección casi perpendicular a la red de drenaje principal.

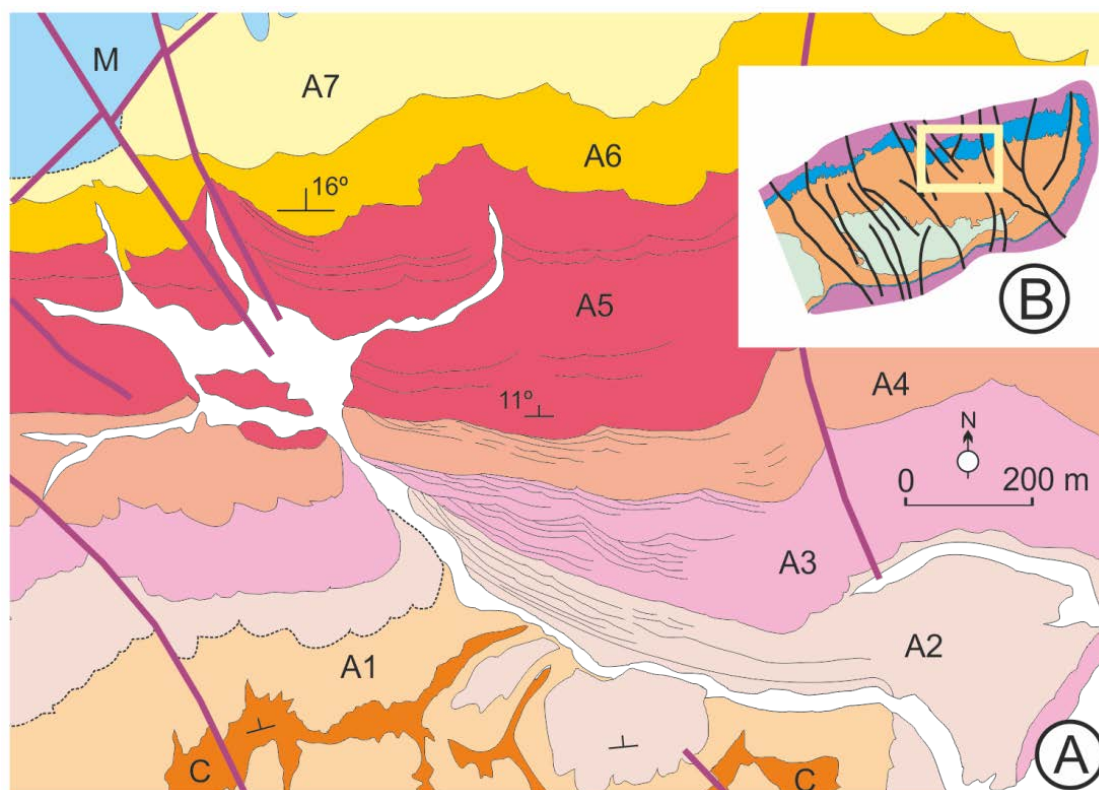


Figura 8. A: esquema de detalle de un área seleccionada, donde se muestran la geometría y la disposición de las unidades limitadas por discordancias así como la disposición de los estratos respecto a las mismas. B: Situación del área dentro del anticlinal de Riba de Santiuste. (Ver figura 7 para la nomenclatura de las unidades).

Una característica común a los depósitos de los distintos sistemas fluviales que componen la secuencia vertical de todas estas etapas del *rift* es que las paleocorrientes reflejan de forma clara los diferentes pulsos tectónicos que afectaron la estabilidad lateral de los mismos (Fig. 7). La inclinación tectónica, y la asimetría de la cuenca condicionaron la migración del sistema de canales hacia el E, donde se localizaba la zona topográficamente más baja y distante del escarpe principal que limitó la cuenca de sedimentación en su extremo occidental. El efecto del incremento de espacio de acomodación fue progresivamente compensado por la sedimentación de forma que la tendencia general hacia el SE del drenaje principal, se restableció gradualmente hacia una posición axial después de cada basculamiento de la cuenca, como se observa al analizar la secuencia vertical de dispersión de paleocorrientes (Fig. 7, S).

La progresiva estabilización tectónica de la cuenca, se observa en las unidades A5, A6 y A7 (Fig. 7). Estas unidades presentan algunas diferencias notables con las anteriores, como son la presencia de canales de alta sinuosidad y de niveles edáficos con un grado de desarrollo significativo que no aparecen en las unidades anteriores. Sin embargo, el grado de madurez de los perfiles edáficos no es homogéneo. Mientras que en el extremo

occidental, sobre el borde más estable de la cuenca alcanzaron un grado V (MACHETTE, 1985), en el oriental no superaron en III (Fig. 9) lo que indica una actividad tectónica atenuada, pero aún activa. El tipo de paleosuelos cálcicos de grado III, requiere para su desarrollo decenas de miles de años y los que alcanzan un grado V necesitan, al menos, medio millón de años o más (ALONSO ZARZA *et al.* 1999).



Figura 9. Izquierda: perfil edáfico de la unidad A6 en los alrededores de Riba de Santiuste. Derecha: detalle de una rizoconcreción del mismo perfil.

La etapa final coincide con una ampliación de la cuenca de sedimentación, como consecuencia de la subsidencia suave pero generalizada en toda la región. También con la máxima transgresión marina del mar del Tetis hacia occidente, cuya línea de costa se sitúa en esta zona y con el paso de la subsidencia tectónica a la etapa de subsidencia térmica, contemporánea con los depósitos salinos de las facies *Keuper* del Triásico superior.

Parada 1.1 Inicio del rift

Esta parada se sitúa en la margen derecha del arroyo de Valdearcos, en el paraje de El Legío (Fig. 10, 1). Pueden observarse en este entorno, las primeras unidades de las facies *Buntsandstein* compuestas por conglomerados y areniscas. Se depositaron por un sistema fluvial entrelazado con carga de fondo de gravas que evolucionó en la vertical a un sistema con carga de arenas en el que se observa un alto grado de interconexión de los de canales. El progresivo equilibrio del sistema se alcanza con un sistema arenoso de baja sinuosidad, con canales amplios y poco profundos (Fig. 7, unidades C1, A1 y A2). La secuencia característica del relleno de los canales está compuesta por estratificación cruzada de surco y laminación paralela. Las paleocorrientes indican un sentido general del drenaje hacia el SE, con poca dispersión, entre aproximadamente 80° y 150°, como es habitual en los sistemas fluviales de canales entrelazados con pendientes acusadas.



Figura 10. Esquema de situación de las paradas 1.1 a 1.7, en los alrededores de Riba de Santiuste.

Paradas 1. 2. Desarrollo de *rift*

Sobre la superficie de discontinuidad del techo de la unidad A2, se disponen en forma de solapamiento expansivo los primeros depósitos asociados a la etapa del desarrollo del *rift*. En esta etapa, el área de sedimentación se amplió con respecto a las secuencias anteriores y quedaron cubiertos todos los relieves paleozoicos situados al E de la falla principal. Continuando el itinerario desde la parada anterior por el barranco de arroyo de Valdearcos y en dirección a la confluencia con el río Salado (Fig. 10, 2) se pueden observar las características de las secuencias depositadas por los distintos tipos de sistemas fluviales que se suceden en el tiempo (Fig. 7, unidades A3, A4 y A5). Especial atención merece un sistema longitudinal de tipo entrelazado con carga de gravas que como se ha dicho en el apartado anterior, tiene carácter local y no existe en el resto de los afloramientos del *Buntsandstein* del área. Este sistema, introdujo en la cuenca un gran volumen de gravas reelaboradas, procedentes, con toda probabilidad, de depósitos pérmicos anteriores

Los sistemas de carga de arenas que se suceden en las siguientes unidades, son de sinuosidad intermedia que evolucionan con el tiempo a sistemas de alta sinuosidad (Fig. 7, unidad A5). La presencia de porcentajes significativos de depósitos finos de desbordamiento, de una menor interconexión de los depósitos de canal y las secuencias granodecrecientes, son características de este tipo de ríos. Los canales muestran rellenos complejos, multiepisódicos y geometrías con superficies de acreción lateral. La separación entre depósitos de canal y de llanura de inundación, las evidencias del abandono abrupto de canales y los eventos frecuentes de avulsión caracterizan este tipo de sistemas.

Paradas 1.3, 1.4 y 1.5

Estas paradas se sitúan en el camino que bordea la ladera SO de la loma donde se levanta el Castillo de Riba de Santiuste, desde la Fuente Nueva, hasta la confluencia de la pista que asciende al castillo (Fig. 10). Los sistemas sedimentarios asociados con esta etapa evolucionaron desde un sistema fluvial entrelazado con carga de fondo de arena (Figura 7, Unidad A6) que se caracteriza por un porcentaje relativamente alto de depósitos arenosos de desbordamiento, a un sistema, también de canales entrelazados, pero de carga mixta y finalmente a un sistema efímero (Fig. 7, unidad A7).

En el sistema entrelazado de carga de arenosa destaca la existencia, por primera vez en la secuencia sedimentaria general, de horizontes edáficos que indican un aumento significativo de la estabilidad de la cuenca y del tiempo entre intervalos de los movimientos tectónicos de la falla principal. La presencia de gleysoles cálcicos o calcisoles gleyed, puede interpretarse de distintas formas. Estos horizontes pedogenéticos, que llegan hasta el estadio III de MACHETTE (1985), suelen estar relacionados con largos períodos con baja tasa de subsidencia. Los paleosuelos cálcicos en estadio de desarrollo III 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 desarrollo, sobre todo si se considera que el control más importante en este tipo de suelos son las condiciones redox (ALONSO-ZARZA *et al.* 1999). Todos los indicadores, tanto estratigráficos y como sedimentológicos, sugieren un período donde la sedimentación estuvo en equilibrio con la subsidencia o fue ligeramente sobrepasada por ella.



Figura 11. Secuencias de los sedimentos fluviales de la parte superior de las facies *Buntsandstein* en la ladera oeste de la loma del Castillo de Riba de Santiuste. En la llanura de inundación de algunas secuencias, se observan procesos pedogenéticos con varios grados de desarrollo. (Paradas 1.3 a 1.5).

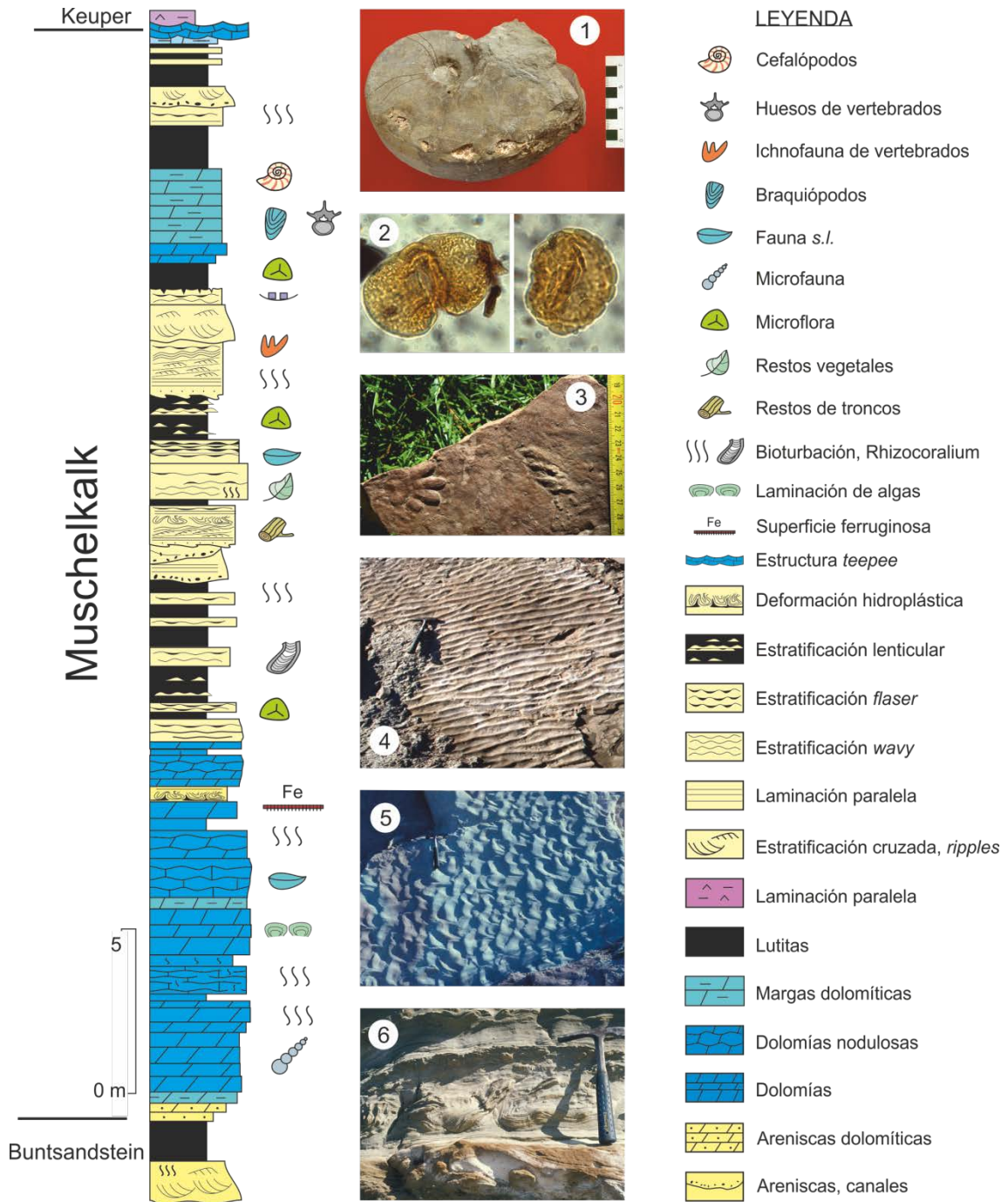


Figura 12. Columna de síntesis de las facies *Muschelkalk* del sector oriental del anticlinal de Riba de Santiuste. 1: Nautiloideo de la parte superior de la sección al O de Valdecubo (*Picardiceras sopegnai*, GOY y MARTÍNEZ, 1996). 2: Microflora que contienen algunos finos niveles de lutitas negras intercalados entre estas facies *Muschelkalk* (SOPEÑA, 1979). 3: Ichnofauna de vertebrados (a la izquierda de la imagen *Batrachopus*, sp., a la derecha *Synaptichnium*, sp., SOPEÑA 1979). 4: *Ripples* de oscilación. 5: *Ripples* linguoides. 6: Estructuras de deformación hidrolástica incluidas en algunas secuencias de tormenta de la parte media de la sección que se observa en el camino de subida al Castillo de Riba de Santiuste. (Parada 6).

Una variación climática, hacia condiciones semiáridas, condicionó la evolución del sistema fluvial que adquirió características de sistema efímero (Fig. 7, EHS). En este entorno climático el aporte de sedimentos y el relleno de la cuenca debieron tener un carácter esporádico de forma que la tasa de subsidencia sobrepasó la de sedimentación.

Parada 1.6.

En esta parada (Fig. 10, 6) se puede observar la sucesión completa de las facies *Muschelkalk* que afloran en este sector (Fig. 12). Corresponde a la segunda transgresión del Triásico medio y presenta 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). 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. Están constituidos por dolomías, margas, areniscas y lutitas. En este tipo de ambientes, debido por una parte a la dinámica litoral donde interactúan procesos terrestres y marinos, y por otra, a la abundancia de nutrientes, se produjeron gran cantidad de estructuras sedimentarias de origen orgánico e inorgánico. En los sedimentos carbonáticos, son frecuentes las laminaciones de algas y las bioturbaciones de tipo *Rhizocorallium irregulare*. También contienen fósiles de pequeños bivalvos, braquiópodos (*lingula tenuissima*) y, en menor proporción, huesos de vertebrados, dientes de peces, foraminíferos, etc. y una nueva especie de nautiloideo (*Picardíceras sopegnai* n. sp. GOY y MARTÍNEZ, 1996). Los sedimentos detrítico-terrágenos, contienen en ocasiones abundantes restos vegetales carbonosos, asociaciones palinológicas muy bien conservadas, ichnofauna de reptiles como *Synaptcnium* sp., *Chiroterium* sp., *Batrachopus* sp. (DEMATHIEU *et al.* 1978), huellas de reposo de ofiuos, etc.

Sin duda, las estructuras sedimentarias inorgánicas debidas a distintos tipos de flujos (unidireccionales, bidireccionales y de interferencia), son las mejor conservadas en los materiales detríticos de estos afloramientos. Tanto los *ripples* de corriente de tipo linguoide, como los de oscilación que aparecen en distintos niveles de areniscas, indican con claridad la dirección y el sentido del flujo que los produjo. Teniendo en cuenta todo el este conjunto de información y la proporcionada por el resto de las estructuras sedimentarias que pueden observarse en estos sedimentos (*megaripples* de distintos tipos, estratificación lenticular y *flaser*, marcas de descenso del nivel de agua, etc.), puede afirmarse que estos depósitos triásicos, son el registro sedimentario del máximo avance de la línea de costa del mar del Tetis hacia occidente durante el Triásico medio.

Parada de 1.7. Vista general

Desde la loma en la que está ubicado el castillo de Riba de Santiuste (Fig. 10, 7), se dispone de una vista general de las tres unidades litoestratigráficas que componen el Triásico de esta región y de la terminación periclinal de la estructura. En los amplios valles que se divisan hacia el este, en su mayoría ocupados por campos 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 (SÁNCHEZ-MOYA, 1990).

Los relieves lejanos que se observan desde esta atalaya, tanto hacia el N como hacia el E, están coronados por las Formaciones Dolomías Tableadas de Imón y Carniolas de Cortes de Tajuña, esta última de edad Jurásico Inferior. Los sistemas sedimentarios de todos estos depósitos corresponden a una variedad de ambientes que van desde *sabkhas* continentales hasta una plataforma carbonatada somera (Fm. Imón, Fm. Carniolas Cortes de Tajuña) y a una amplia variedad de ambientes marinos someros para el Jurásico inferior (GOY *et al.*, 1976; GOY y YEBENES, 1977, SOPEÑA *et al.*, 1988). Es esta época, los medios sedimentarios estuvieron controlados por la subsidencia térmica regional, por las variaciones eustáticas del nivel de mar y por el clima, siendo estos dos últimos factores, los dominantes sobre la tectónica.

Paradas 1.8 y 1.9. Proximidades de Cercadillo

En estas paradas se observa el límite occidental del *rift* triásico. Una importante falla de dirección NO-SE separa dos dominios que se diferencian de forma clara cuando se comparan y analizan con detalle los sedimentos del *Buntsandstein* que afloran a lo largo de la margen izquierda del río Alcolea y al norte del kilómetro 42 de la carretera CM-110 (Fig. 13). Mientras que al E de la fractura, las facies *Buntsandstein* tienen una potencia próxima a los 260 m, apenas alcanzan los 100 m al O y SO de la fractura. Hay que recordar también que en los alrededores de Riba de Santiuste donde parece situarse el depocentro de la cuenca, el espesor del *Buntsandstein* supera los 850 m.

Como se observa en la figura 13, las unidades A1 y A2 no se depositaron en esta zona y la sedimentación al O de la falla principal comenzó con la unidad A6, que se apoya discordante sobre el Paleozoico inferior o, de forma local, sobre los restos de algunos derrubios de ladera y coluviones relacionados directamente con la discordancia basal. La sedimentación comenzó en algunos puntos con derrubios de ladera, y se generalizó con sistemas fluviales que evolucionaron, desde un sistema entrelazado de arena caracterizado por un porcentaje relativamente alto de los depósitos de desbordamiento, a un sistema otro de carga mixta y, finalmente, un sistema de efímero.

Otra diferencia notable en comparación con el sector de Riba de Santiuste, es que aquí, el espesor total de la secuencia fluvial que constituyen las unidades A6 y A7 es de 223 m y contiene hasta ocho paleosuelos, mientras que la secuencia equivalente en el área Cercadillo, tiene 60 m y un solo horizonte pedogenético que se extiende lateralmente hacia el oeste durante varios kilómetros. Este nivel que alcanza un desarrollo de grado V (MACHETTE, 1985), termina con un horizonte laminar de espesor superior al centímetro.

La etapa V de evolución pedogenética, requiere para su desarrollo, como se ha dicho antes, desde cientos de miles a medio millón de años.

La transición a los carbonatos marinos con terrígenos intercalados de las facies *Muschelkalk* es relativamente rápida y está representada por secuencias granodecipientes constituidas lutitas y areniscas de grano fino, con estructuras típicas de llanuras de marea, pseudomorfos de halita y finos niveles de carbonatos con estructuras *tepee*.

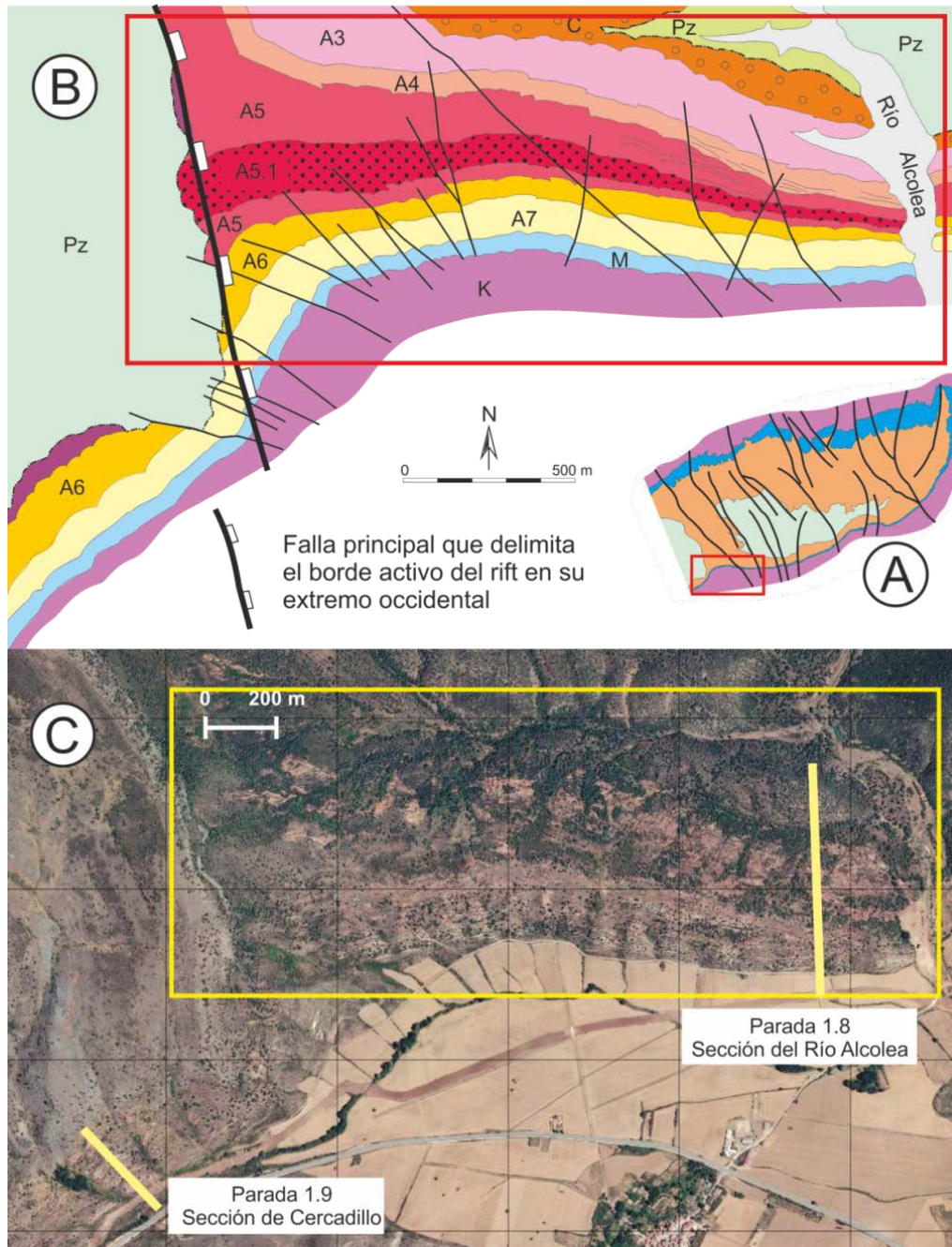


Figura 13. Esquema detallado del área de Cercadillo donde puede observarse la disposición geométrica de los estratos, las discordancias y los patrones de apilamiento detectables en afloramiento. El esquema corresponde al área recuadrada en la imagen aérea inferior.

Desde los relieves paleozoicos se generaron los abanicos aluviales y depósitos de transporte en masa que se intercalan en la unidad A5 y que se observan con detalle en un pequeño barranco perpendicular al río Alcolea (Fig. 13 Unidad A5.1). Este tipo de secuencias granocrecientes proceden del margen occidental de la cuenca y drenaron hacia el interior de la misma como un sistema transversal contemporáneo con la etapa de máxima actividad de la falla principal.

SEGUNDO DIA: AREA DE PÁLMACES DE JADRAQUE

El segundo día de este itinerario (Fig. 3) está dedicado al estudio de los depósitos que constituyen el relleno del *semigraben* de Pálmaces y al análisis de las discordancias entre el Paleozoico inferior, el Pérmico y el Triásico, en el margen sureste del Sistema Central. En esta pequeña cuenca la sedimentación comenzó durante el Pérmico Inferior con la acumulación de brechas, rocas volcanoclásticas, volcano-sedimentarias, lutitas y areniscas, sobre las que se depositó una secuencia granocreciente de alrededor de 650 m de espesor, constituida conglomerados areniscas y lutitas (Fig. 14).

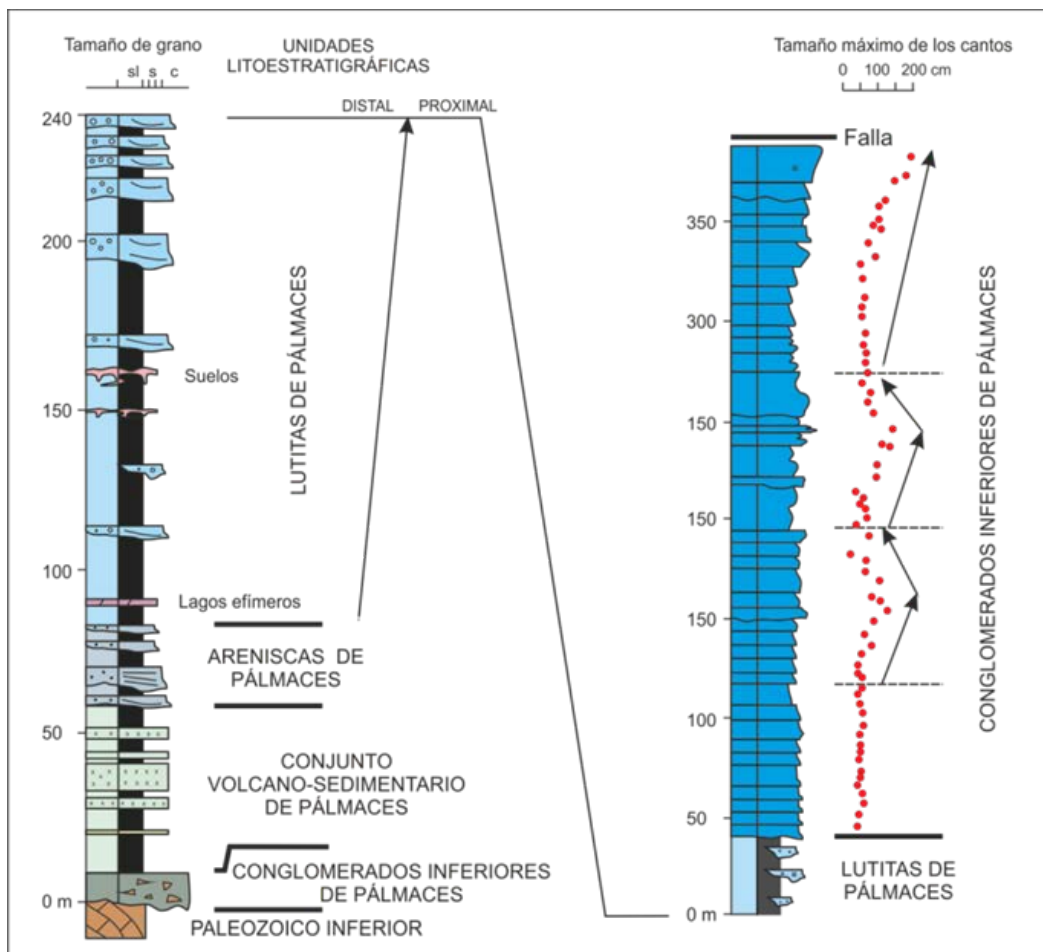


Figura 14. Sección estratigráfica sintetizada de la serie del Pérmico en el semigraben de Pálmaces de Jadraque.

La sedimentación estuvo condicionada por la presencia de una falla en dirección localizada en el margen oriental de la cuenca (Fig. 15). Su salto vertical y los distintos movimientos que tuvo, se reflejan en varios ciclos de progradación de abanicos aluviales, el último de los cuales, termina con conglomerados de bloques procedentes de distintos tipos de rocas del Paleozoico inferior del labio levantado que se sitúa al NE.

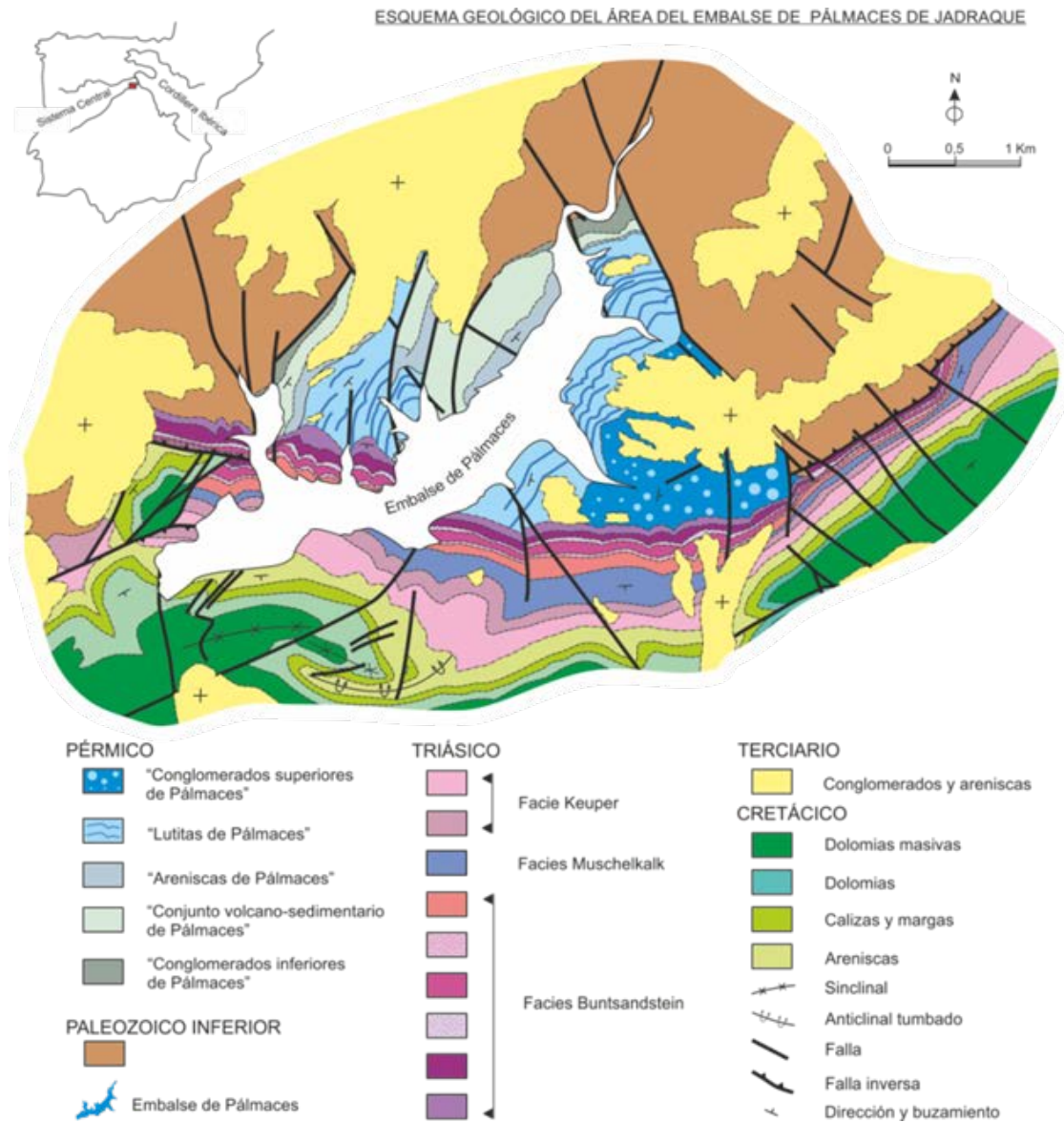


Figura 15. Mapa geológico del *semigraben* de Palmaces de Jadraque (Modificado de SOPEÑA, 1979).

Así pues, los volcanoclásticos y los sedimentos aluviales del Pérmico Inferior constituyen el relleno de una cuenca limitada por un sistema de fracturas NNO-SSE (Fig. 15), donde a pesar de las reducidas dimensiones del actual afloramiento (menos 5 km²) los espesores que se registran sobrepasan los 650 m (SOPEÑA *et al.*, 1989). En la evolución sedimentológica de la cuenca se han distinguido cinco unidades litoestratigráficas que describen la evolución tecto-sedimentaria de la misma (Fig. 14).



Figura 16. Esquema de situación de las paradas 2.1 a 2.5, en los alrededores del Embalse de Pálmaces.

Parada de 2.1. (Panorámica)

En la pista que rodea el embalse de Pálmaces, existe un punto óptimo para observar las relaciones entre el Paleozoico inferior y las distintas unidades del Pérmico y del Triásico que afloran en esta área (Fig. 16, 1). En una sección, de norte a sur (Fig. 17) se observa como las cuarcitas y esquistos del Paleozoico inferior son recubiertos en discordancia por brechas del Pérmico (P1, Figs. 14 y 17) sobre las que se apoya una serie constituida por limos, arcillas verdes y rojas con intercalaciones de tobas, niveles piroclásticos y areniscas con algunos conglomerados intercalados (P2, Figs. 14 y 17). A esta unidad le sucede otra constituida por areniscas con intercalaciones de lutitas grises y verdes (P3, Figs. 14 y 17) que evolucionó en la vertical a limos y arcillas rojas masivas. (P4, Figs. 14 y 17) sobre las que se apoya en discordancia la serie triásica.

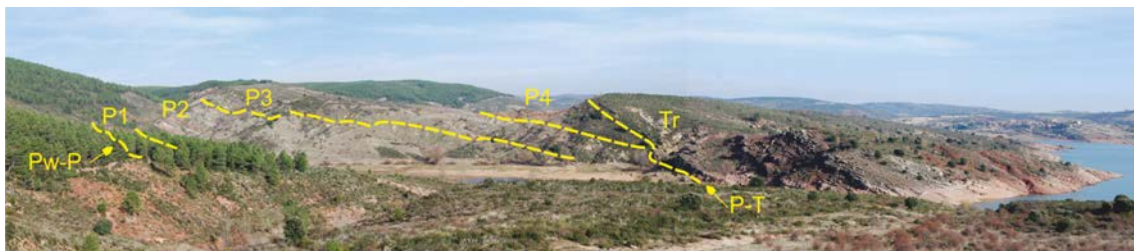


Figura 17. Panorámica de las unidades del Pérmico inferior y su relación con el Paleozoico inferior subyacente y el Triásico. Pw-P: discordancia Paleozoico inferior- Pérmico. P1: unidad "conglomerados inferiores de Pálmaces". P2: unidad "Complejo volcano-sedimentario de Pálmaces". P3: unidad "Areniscas de Pálmaces". P4: unidad "lutitas de Pálmaces". P-T: discordancia Pérmico-Triásico. Tr: Triásico (facies *Buntsandstein*).

Hay que señalar que en esta área, no existen depósitos atribuibles ni al Jurásico ni al Cretácico inferior y que las facies Utrillas se apoyan directamente sobre el Keuper mediante lo que en muchos afloramientos aparece como una paraconformidad, aunque en realidad, es una discordancia angular cuando se cartografía con detalle el contacto.

Parada de 2.2. Detalle de discordancia Paleozoico inferior-Triásico.

La discordancia Paleozoico inferior-Triásico se observa en un magnífico afloramiento localizado en el Arroyo de los Monteros. En este punto, distante tan sólo 400 metros de las series del Pérmico, las facies *Buntsandstein* descansan en discordancia angular y erosiva sobre Paleozoico inferior (Fig. 18). El paleorelieve que marca la discontinuidad, se modeló, en este punto, sobre cuarcitas del Cámbrico y, de forma local, la discordancia está recubierta por brechas de ladera sobre una superficie rubificada que indica una fuerte alteración del basamento anterior a la sedimentación del *Buntsandstein*.

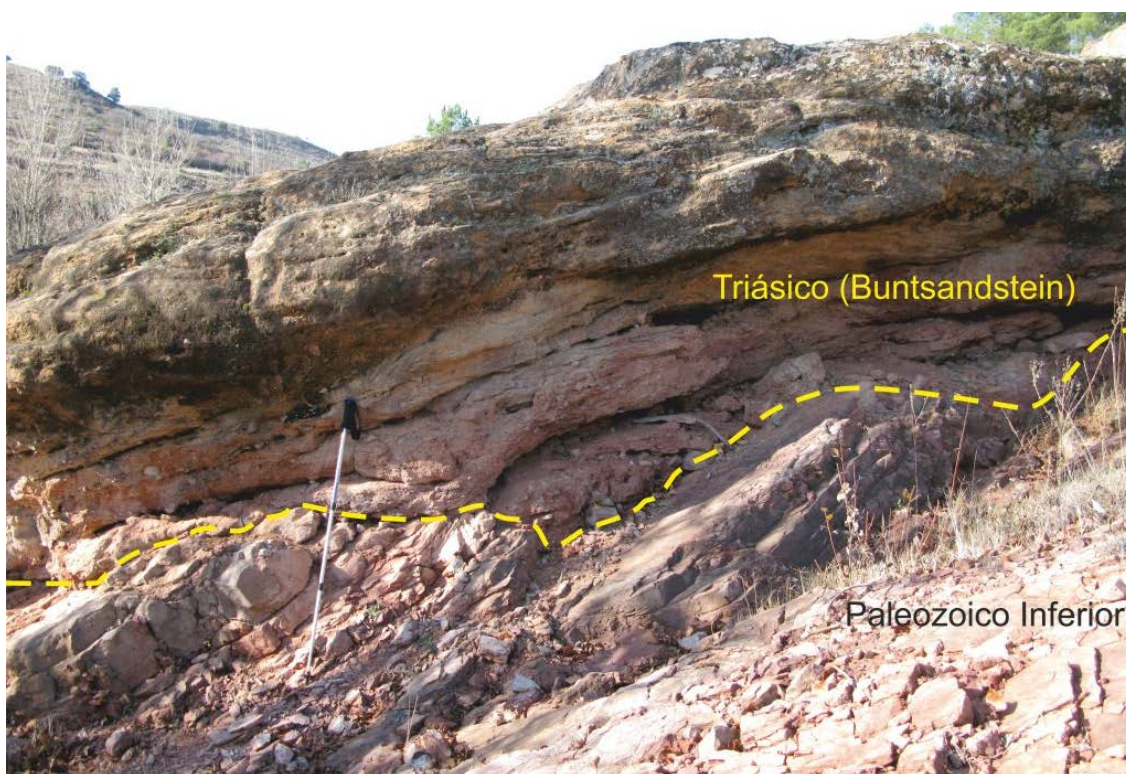


Figura 18. Discordancia Paleozoico inferior-Triásico. (Parada 2.5).

Parada 2.3 y 2.4. Discordancia Paleozoico inferior-Pérmico y series de Pérmico inferior

En esta parada se pueden examinar los materiales del Pérmico que representan el inicio del ciclo de sedimentación postvarisco en el borde del *Rift* Ibérico. La unidad basal (Fig. 14, Conglomerados Inferiores de Pálmaces) se compone de brechas y finos niveles de areniscas. Estos depósitos están siempre relacionados con la discordancia con el Paleozoico inferior. Las brechas son de carácter polimodal, poco ordenadas y, por lo general, carecen

de cualquier tipo fábrica. Constituyen la base del relleno del semigraben y se interpretan como canchales y depósitos coluviales.

Las rocas volcánicas calcoalcalinas, aparentemente emplazadas a lo largo de los sistemas de fracturas del final del ciclo varisco, son depósitos piroclásticos y volcano-sedimentarios (Fig. 14, Conjunto volcano-sedimentario de Pálmaces). Se componen de tobas verdes, grises y rojas, piroclastos y brechas que incluyen fragmentos de rocas metamórficas. El material volcánico fue parcialmente reelaborado por corrientes aluviales.

La unidad suprayacente (Fig. 14, Areniscas de Pálmaces), está formada por sedimentos correspondientes al relleno de pequeños canales con carga principalmente arenosa. Los depósitos de transporte en masa (*mud flow* y *debris flow*), son también frecuentes en esta unidad. El conjunto se interpreta como depósitos de inundación y de mantos de arroyada o *sheet flow*. Las unidades Lutitas de Pálmaces y Conglomerados Superiores de Pálmaces (Fig. 14), localizadas por encima de la anterior, forman una megasecuencia granocreciente, de más de 600 m de espesor, resultado de la progradación desde el E de un sistema de abanicos aluviales. La unidad Lutitas de Pálmaces (Fig. 14) marca el comienzo de la evolución de este sistema de abanicos aluviales y se compone principalmente por lutitas rojas que incluyen algunos cuerpos canalizados, más numerosos en el techo. La anchura de los canales varía entre 2 y 100 m y muestran un relleno simple o multiepisódico de areniscas y conglomerados. Los niveles edáficos con rizoconcreciones de carbonatos son frecuentes en las lutitas rojas. Destaca también la presencia de finos niveles de carbonatos con abundantes conchostraceos (*Estheria tenella*, Jordan, SOPEÑA *et al.* 1977) y de restos de plantas maceradas que se interpretan como depósitos de pequeñas charcas efímeras en la llanura de inundación. Como se ha indicado antes la arquitectura fluvial muestra una tendencia granocreciente, producto de la progradación y agradación del sistema de abanicos aluviales (SOPEÑA, 1979).

Parada de 2.5. Conglomerados del Pérmico y discordancia Pérmico-Triásico.

La unidad Conglomerados Superiores de Pálmaces (Fig. 14) está constituida por una macrosecuencia granocreciente, de 400 m de espesor, formada por facies proximales y medias de abanicos aluviales. La secuencia comienza con depósitos de areniscas que pasan en la vertical a conglomerados que incluyen bloques de hasta 2 m de longitud mayor. Esta macrosecuencia incluye tres secuencias menores granocrecientes-granodecrescentes. Cada una de ellas está relacionada con la actividad tectónica que dio lugar a distintos episodios de progradación de los lóbulos de los abanicos aluviales y al posterior abandono gradual de los mismos. En conjunto, las Lutitas de Pálmaces y los Conglomerados Superiores de Pálmaces, componen una megasecuencia que define la evolución de los abanicos aluviales, en relación con los movimientos de la falla, localizada al E de la cuenca y que puede ser identificada de forma clara en el afloramiento que separa los Conglomerados Superiores de Pálmaces de los gneises glandulares del Paleozoico inferior. Esta falla, cuyos movimientos generaron el fuerte eskarpe del que derivan los sedimentos del Pérmico en esta área, fue fosilizada por el Triásico.

Como se señaló anteriormente, depósitos de las facies fluviales del *Buntsandstein* se

apoyan en discordancia sobre Paleozoico inferior, pero también sobre distintas unidades del Pérmico. En la figura 19 puede verse la discordancia angular entre las areniscas del *Buntsandstein* y los Conglomerados Superiores de Pálmaces. La dirección y buzamiento de los conglomerados del Pérmico es N 170° E, 30° S mientras que la dirección y buzamiento del Triásico es de N 95° E, 35° S. Por debajo de la cicatriz erosiva se desarrolló en los depósitos del Pérmico una zona de alteración de 1 a 2m de espesor paralela al contacto y claramente visible como una banda de decoloración blanca (VIRGILI *et al.*, 1974).

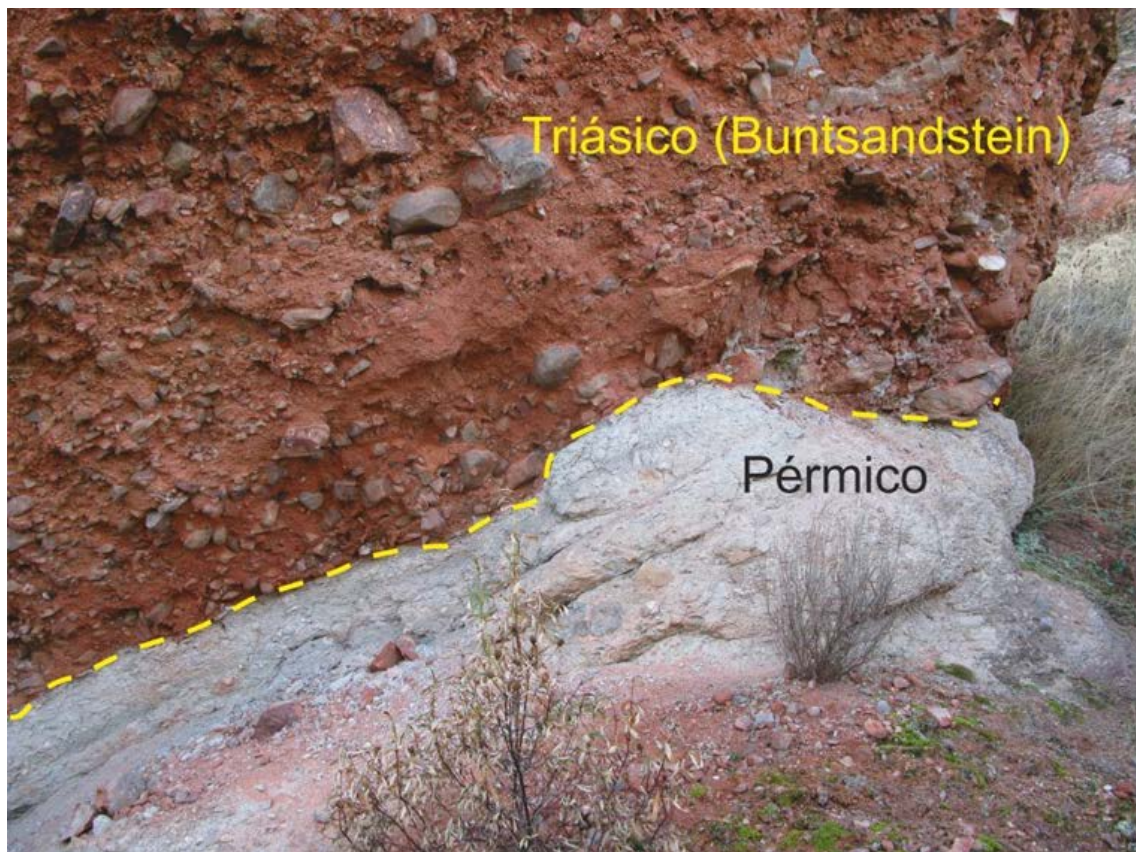


Figura 19. Discordancia Paleozoico inferior-Triásico. (Parada 2.5).

Las facies *Buntsandstein* están constituidas por depósitos de gravas y areniscas de grano muy grueso que se depositaron por un sistema fluvial de canales entrelazados de carga mixta que evolucionó en la vertical a un sistema con carga de arenas y lutitas, en ocasiones, con características de sistemas de alta sinuosidad y meandriformes. En los niveles superiores de la series, existe un horizonte con abundantes nódulos en forma de coliflor (*cauliflower nodules*). Este horizonte que puede ser seguido en amplias zonas de la cuenca, proporciona evidencias de un episodio de condiciones evaporíticas. Su aparición no sólo revela una compleja historia diagenética sino que también es indicativo de las condiciones paleogeográficas y paleoclimáticas para ese momento (ALONSO-ZARZA *et al.*, 2002).

BIBLIOGRAFÍA

- Alonso-Zarza, A. M.; Sopeña, A. y 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.
- Alonso-Zarza, A. M.; Sánchez-Moya, Y.; Bustillo, M. A.; Sopeña, A. y Delgado, A. 2002. Silicification and dolomitization of anhydrite nodules in argillaceous terrestrial deposits: an example of meteoric-dominated diagenesis from the Triassic of central Spain. *Sedimentology*, 49(2):303-317.
- De Vicente, G. 2004. Ed. Estructura alpina del Antepaís Ibérico. En: J.A. Vera (Ed.). *Geología de España*. SGE-IGME, Madrid. 589-634.
- De Vicente, G.; Vegas, R.; Muñoz-Martín, A.; Van Wees, J. D.; Casas-Sáinz, A.; Sopeña, A.; Sánchez-Moya, Y.; Arche, A.; López-Gómez, J.; Oláiz, A. y Fernández-Lozano, J. 2009. Oblique strain partitioning and transpression on an inverted *rift*: The Castilian Branch of the Iberian Chain. *Tectonophysics*, 470(3-4):224-242.
- Demathieu, G.; Ramos, A. y Sopeña, A. 1978. Fauna icnológica del Triásico del extremo noroccidental de la Cordillera Ibérica (Prov. de Guadalajara). *Estud. Geol.*, 34:175-186.
- García-Gil, S. 1990. *Estudio Sedimentológico y Paleogeográfico del Triásico en el Tercio Noroccidental de la Cordillera Ibérica*. Colección Tesis doctorales UCM. 176/90:524 pp.
- García-Lasanta, C.; Oliva-Urcia, B.; Teresa Román-Berdiel, T.; Casas, A. M.; Gil-Peña, I.; Sánchez-Moya, Y.; Sopeña, A.; Hirt, A. M. y Mattei, M. 2015. Evidence for the Permo-Triassic transtensional *rifting* in the Iberian Range (NE Spain) according to magnetic fabrics results. *Tectonophysics*, 651-652:216-231.
- Goy, A.; Gómez, J. J. y Yébenes, A. 1976. El Jurásico de la Rama Castellana de la Cordillera Ibérica (Mitad Norte). I. Unidades litoestratigráficas. *Estud. Geol.*, 32:391-423.
- Goy, A. y Martínez, G. 1996. Nautiloideos del Triásico Medio en la Cordillera Ibérica y en la parte oriental de las Cordilleras Béticas. *Cuad. Geol. Ibérica*, 20, 271-300.
- Goy, A. y Yébenes, A. 1977. Características, extensión y edad de la Formación Dolomías tableadas de Imón. *Cuad. Geol. Ibérica*, 4:375-384.
- Machette, M. N. 1985. Calcic soils of south-western United States. En: Weide, D. J. (Ed.) *Soil and Quaternary geology of the south-western United States*. Spec. Pap., Geol. Soc. Am., 203:1-21.

- Muñoz, M.; Ancochea, E.; Sagredo, J.; De La Peña, J. A.; Hernán, F.; Brandle, J. L., y Marfil, R. 1985. *Vulcanismo permo-carbonífero de la Cordillera Ibérica*. En: 10th Congrès Carbonifère, Madrid, pp. 27-52.
- Salas, R.; Guimerà, J.; Mas, R.; Martín-Closas, C.; Meléndez, A. y Alonso, A. 2001. Evolution of the Mesozoic central Iberian Rift System and its Cainozoic inversion (Iberian chain). *Peri-Tethys Memoir*, 6:145-185.
- Sánchez-Moya, Y. 1991. *Evolución sedimentológica y controles estructurales de un borde de cuenca extensional: comienzo del Mesozoico en un sector del margen occidental de la Cordillera Ibérica*. Colección Tesis Doctorales UCM, 232 (92):443 pp.
- Sánchez-Moya, A.; Sopeña, A.; Muñoz, A. y Ramos, A. 1992. Consideraciones teóricas sobre el análisis de la subsidencia: aplicación a un caso real en el borde oeste de la Cuenca triásica ibérica. *Rev. Soc. Geol. España*, 5(3-4):21-39.
- Sánchez-Moya, A.; Sopeña, A. y Ramos, A. 1996. Infill architecture of a non-marine half-graben Triassic basin (Central Spain). *J. Sedim. Research*, B66 (3):1122-1136.
- Sánchez-Moya, Y.; Arribas, J.; Gómez-Gras, D.; Marzo, M.; Pérez-Arlucea, M. y Sopeña, A. 2004a. Inicio del *rifting*. El comienzo del relleno continental. En: J. A. Vera (Ed.). *Geología de España*. Madrid. SGE-IGME. 485-487.
- Sánchez-Moya, Y.; Arribas, J.; García-Gil, S.; Gómez-Gras, D.; Marzo, M.; Pérez-Arlucea, M. y Sopeña, A. 2004b. Desarrollo del *rifting*. La generalización de la subsidencia y los depósitos fluviales asociados. Máxima expansión del *rifting*. Sucesiones continentales, marinas y evaporíticas asociadas. En: J. A. Vera (Ed.). *Geología de España*. Madrid. SGE-IGME. 487-492.
- Sopeña, A. 1979. Estratigrafía del Pérmico y Triásico del noroeste de la provincia de Guadalajara. *Seminarios de Estratigrafía. Serie Monografías*, 5:329 pp.
- Sopeña, A.; Feys, R.; Ramos, A. y Virgili, C., 1977. "*Estheria tenella*" en el Pérmico de Pálmaces de Jadraque (Prov. de Guadalajara). *Cuad. Geol. Ibérica*, 4:135-144.
- Sopeña, A.; López, J.; Arche, A.; Pérez, M.; Ramos, A. y Virgili, C. 1988. Permian and Triassic Rift Basins of the Iberian Peninsula. En: W. Manspeizer (Ed.). *Triassic-Jurassic Rifting. Continental Break-up and the Origin of the Atlantic Ocean and Passive Margins*. Developments in Geotectonics. Elsevier Science Publisher. Amsterdam, The Netherlands, 22B:757-786.
- Sopeña, A.; Ramos, A. y Pérez-Arlucea, M. 1989. *Permian and Triassic Fluvial Systems in Central Spain*. Excursion guidebook. M. Marzo y C. Puigdefábregas, (Eds). Servei Geològic de Catalunya-Int. Ass. Sedimen. Barcelona, Spain. 1-82.

Sopeña, A. y Sánchez-Moya, A. 1997. Tectonic systems tract and depositional architecture of the western border of the Triassic Iberian Trough border (central Spain). *Sedimentary Geology*, 113:245-267.

Sopeña, A. 2004, Ed. Cordillera Ibérica y Costero Catalana. En: J. A. Vera (Ed.). *Geología de España*. SGE-IGME, Madrid. 465-527.

Sopeña, A. y De Vicente, Y. 2004. Cordilleras Ibérica y Costero Catalana. En: J.A. Vera (Ed.). *Geología de España*. SGE-IGME, Madrid. 467-470.

Virgili, C.; Paquet, H. y Millot, G. 1974. Altérations du soubassement de la couverture Permo-Triasique en Espagne. *Bull. Groupe Français Argiles*. 2:277-285.

Recibido: 10 julio 2015.

Aceptado: 12 octubre 2015.