

Lope Ezquerro Ruiz

El sector norte de la cuenca neógena de Teruel: tectónica, clima y sedimentación

Departamento
Ciencias de la Tierra

Director/es

Simón Gómez, José Luis
Luzón Aguado, María Aránzazu
Liesa Carrera, Carlos Luis

<http://zaguan.unizar.es/collection/Tesis>



Reconocimiento – NoComercial – SinObraDerivada (by-nc-nd): No se permite un uso comercial de la obra original ni la generación de obras derivadas.

© Universidad de Zaragoza
Servicio de Publicaciones

ISSN 2254-7606



Universidad
Zaragoza

Tesis Doctoral

EL SECTOR NORTE DE LA CUENCA NEÓGENA DE
TERUEL: TECTÓNICA, CLIMA Y SEDIMENTACIÓN

Autor

Lope Ezquerro Ruiz

Director/es

Simón Gómez, José Luis
Luzón Aguado, María Aránzazu
Liesa Carrera, Carlos Luis

UNIVERSIDAD DE ZARAGOZA

Ciencias de la Tierra

2017

El sector norte de la cuenca neógena de Teruel: tectónica, clima y sedimentación



Tesis Doctoral

Lope Ezquerro Ruiz

Directores: José Luis Simón, M^a Aránzazu Luzón y Carlos L. Liesa

**Departamento de Ciencias de la Tierra
Facultad de Ciencias**



**Universidad
Zaragoza**

El sector norte de la cuenca neógena de Teruel: tectónica, clima y sedimentación

Lope Ezquerro Ruiz

**Tesis Doctoral
2017**

Directores:

José Luis Simón, M^a Aránzazu Luzón y Carlos L. Liesa

Universidad de Zaragoza

A mis padres

*Somos como enanos a los hombros de gigantes.
Podemos ver más, y más lejos que ellos,
no por la agudeza de nuestra vista ni por la altura de nuestro cuerpo,
sino porque somos levantados por su gran altura.*
Bernardo de Chartres

Agradecimientos

Después de todos estos años intento acordarme de todas las personas que de una u otra forma han colaborado para que este trabajo llegase a buen puerto. Espero no olvidarme a ninguna de ellas pero en caso de que sea así, gracias también.

En primer lugar tengo que agradecer a mis directores Arantxa, Carlos y José Luis, sin ellos estas palabras no existirían. Aún sigo sin entender como aceptaron dirigir esta tesis cuando probablemente no era un candidato ideal, gracias por confiar en mi desde el principio. Gracias por todo lo que me habéis enseñado durante este tiempo y sobre todo gracias por el apoyo y la gran paciencia que habéis tenido cuando las cosas se atascaban. También por el esfuerzo extra que os he pedido estos últimos días. También muchas gracias por aquellas cosas que hemos compartido y que van más allá de la relación académica.

Un agradecimiento muy especial debe ser para Luis Arlegui por toda su excelente ayuda en temas de paleoesfuerzos y georeferenciación y por todas esas charlas de nuestras cosas.

A todos los compañeros de Estratigrafía y Geodinámica Interna, las dos áreas entre las que me he movido todos estos años, sois demasiados para nombraros a todos pero gracias por vuestra acogida tanto dentro como fuera del departamento en jornadas de campo, congresos, cafés y otros ratos.

A los que están o han estado esta situación recientemente (Cristina, Cris, Eli, Fernanda, Héctor, Javi, Leticia, Marcos, Pablo, Pablo, Rocío y Roi) por esos cafés para desconectar acompañados de charlas constructivas. En especial a Rocío, mi compañera de despacho desde el 45, por tu amistad y hacer que la rutina diaria fuera más llevadera... y por aguantar de buena gana las *sesiones musicales infernales*.

Al personal del Servicio de Isótopos Estable de la Universidad de Salamanca, Félix, Margarita, Raquel y especialmente a Clemente, por su cálida acogida durante aquel frío invierno y toda la ayuda que me prestaron para entender lo que estaba haciendo con los isótopos.

A Marta Navarro y María José Mayayo por sus indicaciones y asistencia en los análisis mineralógicos de Rayos X.

A Emilio Pueyo del IGME por aceptar el reto de hacer magnetoestratigrafía en un sondeo, compartir sus conocimientos de paleomagnetismo y sobrellevar con calma mi nihilismo.

A Joaquín Meléndez y Pascual Cañada por abrirme las puertas del Gabinete Geológico de la Diputación de Teruel y dejarme rebuscar en toda la documentación, además de compartir sus conocimientos sobre el entorno de las fosas, la cual ha sido clave para entender algunos aspectos de la cuenca.

Agradecer también a los miembros de la Fundación Conjunto Paleontológico de Teruel-Dinópolis, Luis Alcalá, Eduardo Espilez y Luis Mampel la ayuda prestada en la localización de los yacimientos de mamíferos y en la interpretación de los restos que fui encontrando en mi bagaje por la fosa.

A Josep Maria Salvany de la Universitat Politècnica de Catalunya por su ayuda en el análisis e interpretación de los yesos, fue una visita muy corta pero clave para poder trabajar y entender algo de las láminas.

Non posso dimenticare della gente del Dipartimento di Scienze della Terra e Geoambientali della Università Aldo Moro di Bari per la sua gioiosa accoglienza e buoni momenti che mi hanno fatto andare. Soprattutto, devo dare ringraziamenti speciali a Massimo Moretti per tutte le cose che mi ha insegnato e per la sua generosa ospitalità, aprire le porte de la sua casa e familia. I due mesi e mezzo che ho passato lì erano assolutamente incredibile.

A los colaboradores de las *tertulias científicas* que no figuran más arriba Ave, Ali, Cosco, Edu y Monty, por estar todos los días ahí en esos imprescindibles ratos de expansión y charradas de las que siempre ha salido alguna buena idea.

A los *hermanos* de Arnedo aunque nos veamos solo de año en año siempre hacéis como si no hubiera pasado ni un día y los pocos ratos que podemos compartir se agradecen muchísimo.

A mis padres y a mi familia, que me lo han dado todo incondicionalmente, entre muchas otras cosas la oportunidad de estudiar. No hay espacio suficiente ni palabras para expresar todo lo que siento. Siempre os estaré agradecido por todo.

Gracias a Reyes por estar siempre ahí durante todos estos años, apoyándome, compartiendo, sonriendo, sufriendo.... Gracias por el ánimo y la compañía en las eternas jornadas de campo que se hacían muchísimo más amenas. Gracias por la paciencia infinita cuando te he dado largas porque no he tenido el tiempo suficiente para estar juntos. Gracias por *las cosas*. Gracias por todo.

Debo agradecer al Ministerio de Economía y Competitividad la beca predoctoral FPI (BES-2010-031339) que junto con la partida económica de los proyectos CGL2009-13390 y CGL2012-35662 me han permitido financiar los gastos de esta investigación.

ÍNDICE

1. Introducción	3
1.1. Planteamiento y objetivos del trabajo.....	3
1.2. Situación y marco geológico.....	5
1.3. Antecedentes.....	10
1.4. Metodología.....	22
2. Estratigrafía	35
2.1. El método de correlación estratigráfica.....	35
2.2. Descripción sintética de los perfiles.....	41
2.3. Datación de los sedimentos.....	100
2.4. el modelo cronoestratigráfico para el sector norte de la Cuenca de Teruel.....	118
3. Sedimentología	131
3.1. Revisión de los sistemas continentales y terminología empleada.....	131
3.2. Asociaciones de litofacies.....	143
3.3. Relación entre asociaciones de litofacies.....	193
4. Estructura y Morfotectónica	237
4.1. Estudio estructural.....	237
4.2. Estudio morfotectónico.....	262
4.3. Deformaciones verticales asociadas a las fallas principales.....	270
4.4. Consideraciones finales sobre la estructura del sector norte de la cuenca.....	278
5. Paleoesfuerzos	281
5.1. Síntesis sobre los estudios de paleoesfuerzos.....	281
5.2. Nuestras aportaciones sobre el estudio de paleoesfuerzos.....	284
5.3. Síntesis y discusión de resultados.....	294
4.4. Consideraciones finales sobre la estructura del sector norte de la cuenca.....	278

6. Relaciones tectónica-sedimentación: geometría y edad de las deformaciones	305
6.1. Macro y mesoestructuras.....	305
6.2. Estructuras de deformación en sedimentos blandos.....	326
6.3. Reorientación de los sistemas de drenaje en la zona de Alfambra.....	342
6.4. El control tectónico sobre los límites secuenciales.....	344
7. El clima	349
7.1. La influencia del clima en la sedimentación: isótopos estables en carbonatos lacustres-palustres.....	349
7.2. Resultados isotópicos.....	354
7.3. Interpretación y comparación con otros datos climáticos.....	369
7.4. Evolución de los sistemas lacustres: cambios en la covarianza.....	376
8. Modelo de cuenca: factores de control de la sedimentación, unidades genéticas y evolución paleogeográfica	381
8.1. El Análisis Tectosedimentario en cuencas extensionales: consideraciones sobre las unidades genéticas.....	381
8.2. Las unidades genéticas del sector norte de la Cuenca de Teruel.....	354
8.3. Paleogeografía.....	397
8.4. Modelo de cuenca en <i>semigraben</i> con margen activo en zigzag.....	408
9. Conclusiones	417
Bibliografía	425

1. Introducción

1.1. Planteamiento del trabajo y objetivos

1.2. Situación y marco geológico

1.3. Antecedentes

1.4. Metodología

1. INTRODUCCIÓN

1.1. PLANTEAMIENTO DEL TRABAJO Y OBJETIVOS

El análisis de cuencas hace referencia al estudio integrado de las cuencas sedimentarias a partir de los rasgos estratigráficos de los materiales que constituyen su relleno, junto con datos estructurales, petrológicos, geoquímicos... (Allen y Allen, 2005). La finalidad última del análisis de cuencas es conocer la geometría, génesis y evolución de estas zonas de acumulación, fundamentalmente a través de la localización espacial y temporal de las unidades sedimentarias diferenciables en el relleno, y discriminar los factores alocíclicos (eustatismo, tectónica y clima, fundamentalmente) que controlaron la sedimentación. El estudio de cuencas extensionales intracontinentales tiene ciertas peculiaridades que derivan del hecho de que el eustatismo no actúa como factor de control en su desarrollo y evolución. El análisis de este tipo de cuencas proporciona también una valiosa información para la investigación y aprovechamiento de una amplia variedad de recursos naturales asociados a ellas (e.g. carbón, rocas industriales) que son consecuencia directa de los procesos sedimentarios y tectónicos involucrados en su evolución. Además, estas cuencas presentan márgenes activos potencialmente sismogénicos, por lo que un estudio integrado puede contribuir a valorar y mitigar el riesgo sísmico en dichas zonas.

La Cuenca de Teruel constituye una depresión intramontañosa alargada de más de 100 km de longitud y una anchura media de 15 km, de orientación NNE-SSW (Fig. 1.1). Es una cuenca extensional intraplaca con relleno neógeno-cuaternario definida por fallas normales con la misma dirección, y que corta transversalmente las estructuras compresivas alpinas de la Cordillera Ibérica, esencialmente paleógenas (de directriz general NW-SE o *Ibérica*) (Vegas *et al.*, 1979; Moissenet, 1982; Simón, 1983). A pesar de que existen aportaciones previas tanto desde los campos de la estratigrafía como de la tectónica, la geomorfología o la paleontología, no existen estudios en ella a escala de cuenca que reúnan que combinen la información de todas estas disciplinas y expliquen convenientemente su evolución estructural ni la evolución genética del relleno neógeno-cuaternario. De hecho, las interpretaciones propuestas a partir de cada uno de estos campos del conocimiento han llevado en ocasiones a la aparición de algunas controversias como, por ejemplo, sobre el propio origen, tectónico o erosional, de las fosas de Teruel o Jiloca (Simón 1983; Casas y Cortés, 2002, Gracia *et al.* 2003).

La finalidad de esta Tesis es establecer mediante un enfoque multidisciplinar (estratigráfico-sedimentológico, estructural, geomorfológico...), aunque especialmente centrado en el estudio de su relleno sedimentario y de la arquitectura estratigráfica, un modelo integrado de evolución durante el Mioceno superior-Pleistoceno del sector norte de la Cuenca de Teruel (desde el sur de la localidad de Teruel hasta el extremo septentrional de la cuenca, Fig. 1.1). A partir de la caracterización de la arquitectura estratigráfica de los depósitos, también se persigue valorar el papel jugado por la tectónica y el clima en el desarrollo y relleno de esta cuenca extensional, así como establecer su evolución paleogeográfica y estructural. Es por ello que este trabajo se centra, en primer lugar, en la caracterización y definición de unidades genéticas mediante la metodología del Análisis Tectosedimentario (Garrido Megías, 1982; González *et al.*, 1988 y Pardo *et al.*, 1989).

Dicha metodología ha sido ampliamente aplicada y con buenos resultados en numerosas tesis doctorales y trabajos que han estudiado cuencas sedimentarias terciarias enmarcadas en un dominio

tectónico compresivo (González, 1989; Pérez, 1989; González y Guimerà, 1992; Muñoz, 1992; Arenas, 1993; Luzón, 2001, 2005; Luzón y González, 2000; Muñoz *et al.*, 2002) o en dominios transpresivos o transtensivos (Viseras, 1991; Guillén Mondejar *et al.*, 1994; Barredo, 2004). En cambio, hasta la fecha no se había aplicado esta metodología a cuencas estrictamente distensivas.

Además, del estudio en detalle del relleno sedimentario, este trabajo pretende profundizar e integrar aspectos cartográficos (cartografía geológica, de facies...), estructurales, paleontológicos y cronológicos, entre otros, de manera que se pueda precisar la edad de las unidades genéticas diferenciadas, empleando para ello métodos de datación relativa y "absoluta". La asignación de un intervalo temporal a las unidades genéticas propuestas (unidades tectosedimentarias en el sentido de Pardo *et al.*, 1989) permitirá la correlación de dichas unidades con las definidas en otras regiones del NE peninsular, así como analizar la el intervalo temporal en el que se localizan sus límites a escala de cuenca, cuestión recientemente abordada en la Cuenca del Ebro (Pérez-Rivarés, 2016). La correlación de unidades entre distintos sectores puede aportar datos significativos acerca de la tectónica extensional y su evolución en el conjunto del NE de Iberia.

La Cuenca de Teruel se desarrolló fundamentalmente en un momento en que en esta zona dominaba ya el régimen tectónico extensional (dirección de extensión media E-W) ligado al *rifting* del Surco de Valencia (Fig. 1.1b) (Álvaro *et al.*, 1979; Vegas *et al.*, 1979; Simón, 1983). No obstante, su inicio se enmarca, en las primeras etapas de propagación del *rifting* hacia el oeste, en una cierta coexistencia de ese campo de esfuerzos distensivo con el campo de esfuerzos compresivo intraplaca *Bético*, con un σ_1 de dirección NNW-SSE (e.g. Simón, 1989; Capote *et al.*, 2002; Liesa y Simón, 2009). Dada su localización geográfica y temporal, en este trabajo es necesario, por tanto, analizar también cuestiones relacionadas con la evolución y partición del campo de esfuerzos, especialmente importante en los primeros estadios de evolución de las estructuras. Además, y dado que las estructuras extensionales se están produciendo en superficie, se hace necesario abordar las relaciones entre las estructuras tectónicas y la generación-destrucción del relieve de la Cordillera Ibérica.

A partir de ello, los objetivos concretos que se plantean en esta investigación son:

1. Caracterizar la estratigrafía, sedimentología y paleogeografía de los sedimentos neógeno-cuaternarios del sector norte de Cuenca de Teruel.
2. Caracterizar la estructura de la cuenca mediante el estudio de la geometría, cinemática y dinámica de las principales fallas de borde e intracuencales.
3. Analizar las relaciones tectónica-sedimentación y la arquitectura estratigráfica para caracterizar la escala y rango de actuación de las estructuras tectónicas sinsedimentarias. Esto ha de permitir reconstruir la geometría de las principales zonas de sedimentación de este sector de la cuenca.
4. Definir unidades genéticas en el relleno sedimentario y discriminar el papel relativo de los factores alocíclicos, tectónica y clima, que controlaron la sedimentación en esta cuenca.
5. Establecer para el registro sedimentario un marco cronoestratigráfico robusto, que permita definir temporalmente las unidades genéticas presentes.
6. Confeccionar un modelo del campo de esfuerzos relacionado con la evolución temporal y estructural de la cuenca, de manera que se puedan establecer pautas evolutivas regionales y locales.

7. Relacionar la evolución tectosedimentaria de la Cuenca de Teruel con la del Jiloca y con otras cubetas ibéricas terciarias, enmarcándola en la transición entre el campo de esfuerzos compresivo y extensional en la Cordillera Ibérica centro-oriental.

8. Analizar tasas de movimiento y pautas evolutivas que se infieren a largo plazo para las fallas que limitan la cuenca y compararlas con las que se infieren a corto plazo de los estudios paleosísmicos de fallas activas en la región.

9. Reconstruir un modelo integrado de evolución paleogeográfica-paleotopográfica de la cuenca de Teruel y los macizos montañosos que la enmarcan durante el Neógeno-Cuaternario.

1.2. SITUACIÓN Y MARCO GEOLÓGICO

1.2.1. Marco Geológico general

La cuenca neógeno-cuaternaria de Teruel, de directriz NNE-SSW, está situada en la parte central de la Cordillera Ibérica (Fig. 1.1). La Cordillera Ibérica es una cadena montañosa de orientación NW-SE y aproximadamente 450 km de longitud, localizada en el NE de la Península Ibérica, extendiéndose desde la Sierra de la Demanda hasta el mar Mediterráneo. Esta cadena constituye una banda de pliegues y cabalgamientos formada por materiales paleozoicos, mesozoicos y cenozoicos, flanqueados al noreste por la cuenca terciaria del Ebro y al suroeste por las cuencas del Duero y Tajo.

La Cordillera Ibérica representa la inversión tectónica positiva de la Cuenca Ibérica mesozoica. Durante el Mesozoico, la Cuenca Ibérica estuvo sometida a una dinámica extensional relacionada con la apertura del Atlántico Norte y la expansión del Tetis hacia el oeste, que dio lugar a sucesivas fases de *rifting*. Se diferencian dos grandes ciclos, compuestos cada uno por un estadio de *rift* y otro de *postrift*, que se desarrollaron durante el Pérmico superior-Jurásico medio y Jurásico superior-Cretácico, respectivamente (Álvaro, 1987; Salas y Casas, 1993; Capote *et al.*, 2002). Como consecuencia de estos episodios, y especialmente durante la etapa de *rifting* del Jurásico Superior-Cretácico Inferior, la Cuenca Ibérica quedó fragmentada en distintas subcuencas controladas por grandes fallas NW-SE y NE-SW, alguna de ellas heredadas de las etapas de deformación hercínica y tardihercínica (Álvaro *et al.*, 1979; Vegas *et al.*, 1979; Capote *et al.*, 2002). Durante la segunda etapa de *rifting* inferior tiene lugar, además, el desarrollo de una densa red de fracturas (fallas normales y diaclasas) que afecta especialmente a los materiales carbonatados del Jurásico medio y superior y a la secuencia *sinrift* del Cretácico Inferior (Liesa, 2000, 2011a; Capote *et al.*, 2002; Antolín *et al.*, 2007).

La inversión estructural de la Cuenca Ibérica se produjo *grosso modo* en el tránsito del Mesozoico al Cenozoico, en relación con el inicio de la convergencia entre África y Eurasia y la formación del orógeno pirenaico por el choque entre las placas Ibérica y Euroasiática. El régimen tectónico compresivo dio lugar a la inversión tectónica positiva de las estructuras heredadas del Paleozoico y Mesozoico, configurándose una cadena intraplaca de doble vergencia (Guimerà y Álvaro, 1990; Álvaro *et al.*, 1979; Vegas *et al.*, 1979; Salas y Casas, 1993; Casas *et al.*, 2000; Capote *et al.*, 2002). La deformación alpina afectó a todos los materiales que componían la Cuenca Ibérica, así como a los materiales terciarios que se depositaron en

1. Introducción

muchos casos sintectónicamente. La deformación compresiva más intensa se produjo en el Oligoceno superior (Pérez, 1989; González, 1989; González y Guimerà, 1993; Simón *et al.*, 1998; Casas *et al.*, 2000; Liesa y Simón, 2009), si bien hay registradas evidencias de compresión de menor intensidad hasta el Mioceno medio (Simón y Paricio, 1988).

La evolución a partir del Mioceno medio está marcada por una nueva fase extensional dominada por el *rifting* asociado al Surco de Valencia, que se propagó tierra adentro desde el Mediterráneo hasta la

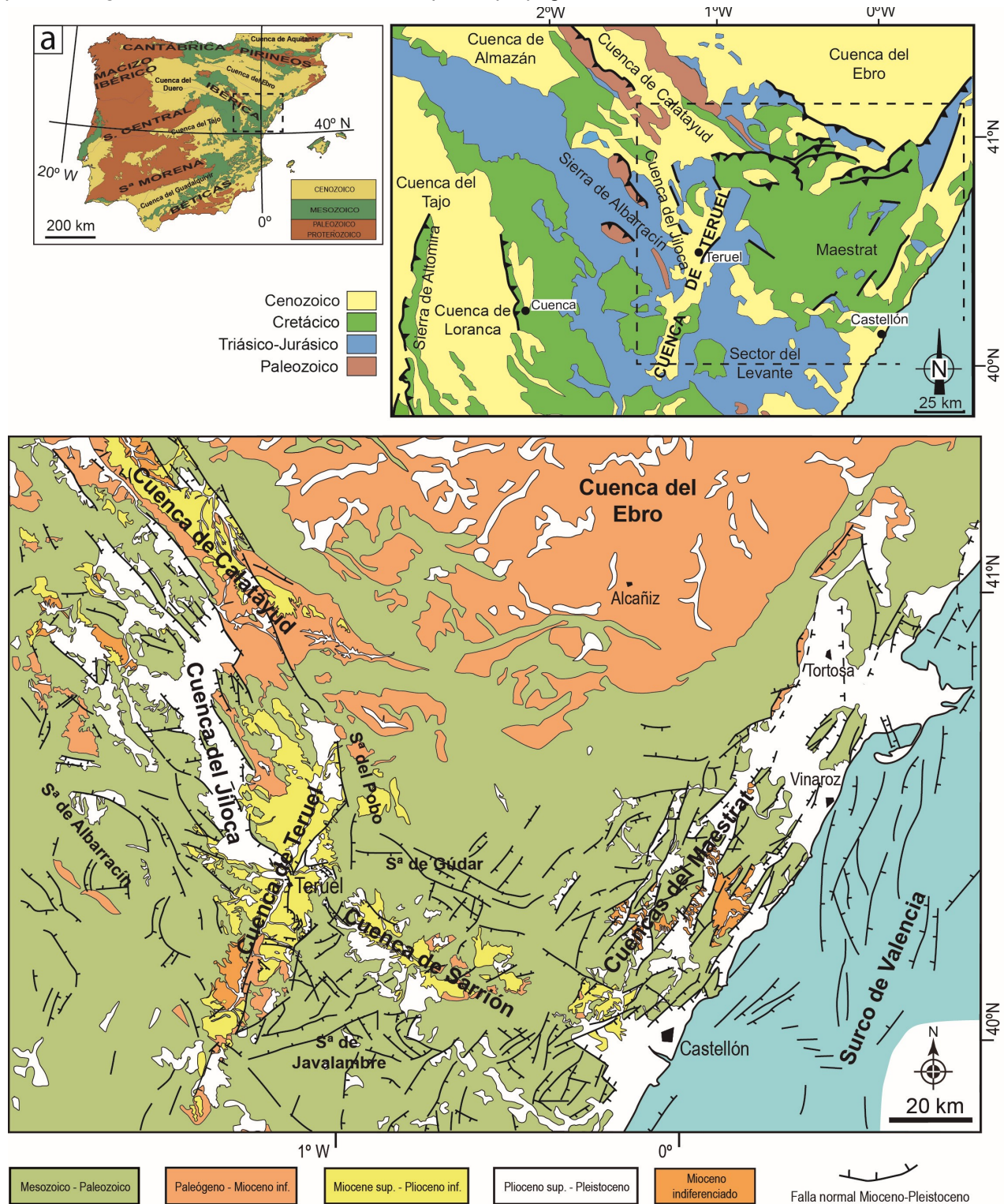


Fig. 1.1. (a) Mapa geológico de la parte centro-oriental de la Cordillera Ibérica (recuadro en el mapa geológico de España) con la localización de la Cuenca neógeno-cuaternaria de Teruel. **(b)** Mapa geológico de la misma región en el que detallan las cuencas sedimentarias neógeno-cuaternarias desarrolladas y las principales estructuras extensionales (modificada de Simón *et al.*, 2012).

parte central de la Cordillera Ibérica (Fig. 1.1b) (Álvaro *et al.*, 1979; Vegas *et al.*, 1979; Simón, 1984). Este régimen distensivo produjo una nueva reactivación de las principales fallas heredadas, así como la neoformación de fallas normales con una geometría general lítrica y un nivel de despegue común situado en niveles medios de la corteza, a 13-15 km de profundidad (Roca y Guimerà, 1992). El funcionamiento de estas fallas durante el Neógeno-Cuaternario conlleva una extensión cortical de hasta ~36 km (factor $\beta = 1,2$) perpendicular a las estructuras principales. La extensión máxima se produce en la parte central del Surco de Valencia, donde el espesor de la corteza (que en el interior de la Placa Ibérica supera los 30 km) se reduce a sólo ~14 km (Roca y Guimerà, 1992).

Este proceso extensional tuvo tres etapas diferenciadas en función del régimen de esfuerzos y de las estructuras generadas. La primera de ellas, del Mioceno inferior-medio, es la responsable de la formación del sistema de fosas con dirección NNE-SSW en el Maestrazgo oriental y el sector sur de la Fosa de Teruel (Fig. 1.1b) (Simón, 1982; Anadón y Moissenet, 1996). Durante la segunda etapa, del Mioceno superior-Plioceno inferior, se desarrolla el sector norte de la Fosa de Teruel, de dirección NNE-SSW y con su borde activo al este (Simón, 1983; Simón y Paricio, 1988). La Cuenca de Calatayud (de orientación NW-SE), probablemente originada en el tránsito Oligoceno-Mioceno en un contexto compresivo, sufre también una reactivación extensional a partir del Mioceno superior (Fig. 1.1b) (Simón, 1983; Gracia *et al.*, 1989). En la última etapa (Plioceno superior-Cuaternario) se produce la reactivación de fallas normales en casi todos los bordes de las fosas neógenas y la formación de la Fosa del Jiloca (Fig. 1.1b) (Simón, 1989). En las dos primeras etapas, la dirección de extensión máxima es WNW-ESE, mientras que durante la tercera etapa el régimen de esfuerzos es una extensión radial o multidireccional (Simón, 1982, 1989), si bien parece predominar una dirección de máxima extensión cercana a ENE-WSW (Arlegui *et al.*, 2005).

Las cuencas generadas en la parte central de la Cordillera Ibérica fragmentaron el edificio compresivo y permitieron la acumulación de una serie sedimentaria bastante continua en la Cuenca de Teruel, desde el Mioceno medio hasta el Cuaternario. La Cuenca de Teruel se caracteriza por presentar una estructura compleja. En el sector sur (sector Mira-Teruel) es un graben asimétrico que, a través de una zona de relevo (Teruel), pasa a un semigraben en el sector norte (Teruel-Fuentes Calientes). Esta estructura extensional está controlada por fallas normales con la misma dirección que el surco (Vegas *et al.*, 1979; Simón, 1983). La fracturación facilitó la creación de espacio de acomodación y el relleno de la fosa, que se produjo de manera generalizada desde el inicio del Mioceno superior hasta el Pleistoceno, con materiales continentales detríticos, yesíferos y carbonatados, aunque en su sector meridional (Libros-Ademuz) la sedimentación se había iniciado ya en el Mioceno inferior (Adrover *et al.*, 1981; Moissenet, 1983, Simón, 1983). Por lo que respecta a la Cuenca del Jiloca, la mayor parte del relleno comprende el Plioceno superior-Cuaternario, aunque el registro sedimentario sugiere que ya en el Mioceno superior o Plioceno inferior existía un pequeño sistema lacustre, al menos en su sector central, probablemente coetáneo y conectado al de la Cuenca de Teruel (Rubio y Simón, 2007). Ambas fosas se articularon a través de la falla de Concud a partir del Plioceno superior, quedando el depósito interrumpido en la de Teruel y continuando en la del Jiloca como una pequeña cubeta residual palustre (Moissenet, 1980; Lafuente *et al.*, 2011; Ezquerro *et al.*, 2012a).

1.2.2. El área de estudio: el sector norte de la Cuenca de Teruel

El área de estudio, de aproximadamente 900 km² de superficie, abarca completamente el sector norte de la Cuenca de Teruel, así como el cierre sur de la del Jiloca, que se articula con la anterior en el entorno de Teruel (Figs. 1.1 y 1.2). El sector norte de la Cuenca de Teruel está limitado al este por las sierras de El Pobo y Camarena. La Sierra Palomera y los altos de Celadas (Cerro Gordo) la separan de la Fosa del Jiloca. Ésta, a su vez, está limitada al oeste por la Sierra de Albarracín y Sierra Menera-Montes Universales (Fig. 1.2).

En su sector norte, la Cuenca de Teruel tiene una estructura general en *semigraben*, controlado en su borde oriental por la zona de falla de El Pobo, de dirección N-S (Moissenet, 1983; Simón *et al.*, 2012). En superficie, este borde activo, aunque de orientación media N-S, se caracteriza por una sucesión de segmentos alternantes NNE-SSW y NNW-SSE (Fig. 1.3). El desnivel estructural total entre la Sierra de El Pobo y el fondo de la fosa es de 700 m, reconociéndose un baculamiento de los depósitos mio-pliocenos del bloque hundido hacia el margen oriental (Moissenet, 1980, 1983).

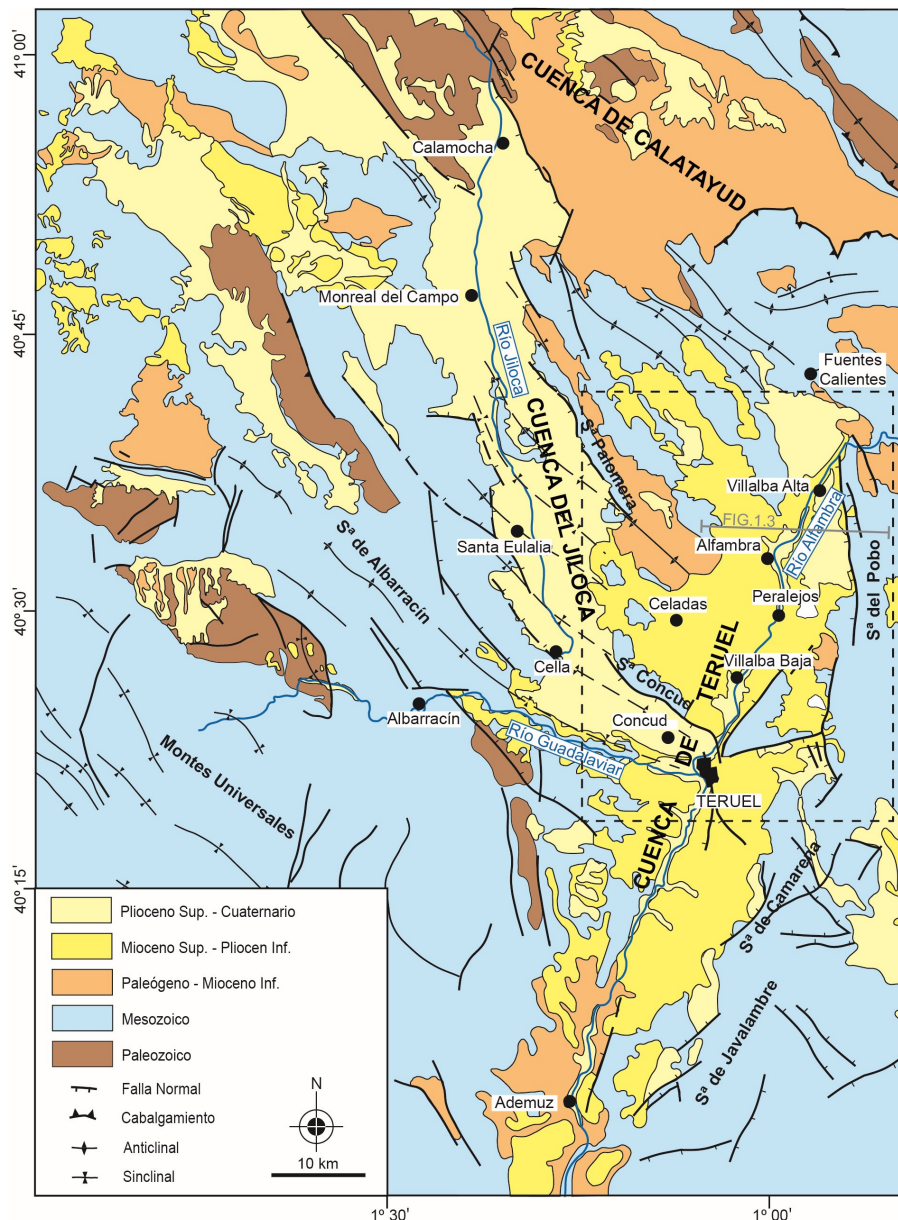


Fig. 1.2. Mapa geológico esquemático de las cuencas de Teruel y Jiloca y alrededores destacando los principales límites y estructuras tectónicas (modificada de Simón *et al.*, 2012).

El bloque oriental levantado de la Sierra de El Pobo está constituido por materiales triásicos y jurásicos (Figs. 1.2 y 1.3), afectados por pliegues de orientación NW-SE y NE-SW y fracturados por una intensa red de fallas (Liesa *et al.*, 2006; Liesa, 2000, 2011a,b). Durante el Neógeno estas estructuras fueron biseladas por superficies de erosión que aparecen a distintas alturas. Éstas han sido atribuidas bien a un único nivel deformado (Simón, 1983, 1984; Peña *et al.*, 1984) o a varios niveles de aplanamiento sucesivos separados por escalones de encajamiento (Pailhé, 1984; Sánchez Fabre, 1989; Casas y Cortés, 2002). Dos superficies de erosión han sido tradicionalmente definidas en el entorno de la Cuenca de Teruel: (i) Superficie de Erosión Intramiocena (SEI, Mioceno medio), normalmente limitada a la parte alta de los macizos (Gutiérrez y Peña, 1976; Peña *et al.*, 1984; S1 de Gutiérrez y Gracia, 1997); (ii) Superficie de Erosión Fundamental (SEF, tránsito Mioceno-Plioceno), fácilmente reconocible como una vasta planicie a cotas altas y medias (Fig. 1.4) (Peña *et al.*, 1984; S2+S3 de Gutiérrez y Gracia, 1997). Estos episodios de aplanamiento representan hitos en la evolución de la cuenca, ya que han sido correlacionados con el comienzo y el final, respectivamente, de su relleno sedimentario (e.g. Simón, 1983).

Una vez comienza a actuar la zona de falla de El Pobo al inicio del Mioceno superior, la SEI del bloque hundido conforma el fondo de la cuenca (Fig. 1.3) y puede identificarse, por tanto, como la base del relleno neógeno (situado al NE de Alfambra a 875 m s.n.m.). La SEF es correlativa de la parte más alta de los depósitos carbonatados ruscienses (situados a 1060 m s.n.m en las zonas más deprimidas), relación física que puede reconocerse con claridad entre las localidades de Celadas y Alfambra (Fig. 1.4). Ambos marcadores (sedimentológico y geomorfológico) muestran una continuidad y una pendiente bastante homogénea de 2,3% en una distancia de 18 km, perdiendo altura desde 1480 hasta 1060 m s.n.m. a lo largo de una transversal WNW-ESE (Figs. 1.3 y 1.4). Los 420 m de diferencia de cota suponen una aproximación al levantamiento de la Sierra Palomera respecto al fondo de la Cuenca de Teruel (Rubio y Simón, 2007). Respecto a la Sierra de El Pobo y contrariamente a la interpretación de Simón (1983) o Peña *et al.* (1984) no es la SEF la superficie que la corona (Moissenet, 1980; Pailhé, 1984). La superficie de aplanamiento más elevada se encuentra a altitudes de 1700-1760 m s.n.m. y podría ser atribuida a la SEI (Pailhé, 1984; Sánchez Fabre, 1989). La SEF está representada por amplios aplanamientos localizados al norte y al este a una menor altitud (1400 a 1500 m s.n.m.; Peña *et al.*, 1984); también aparece en pequeños escalones aislados en posiciones intermedias (1480-1520 m s.n.m.) en el frente de la Sierra de El Pobo. Estos datos permiten estimar el desplazamiento vertical post-Mioceno medio de la

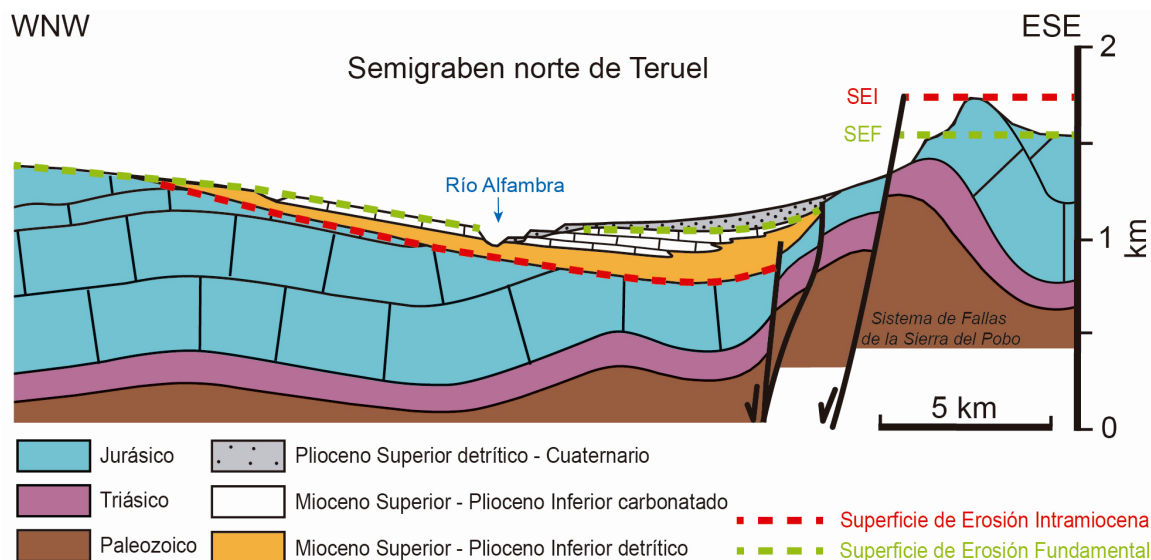


Fig. 1.3. Corte geológico del sector norte de la Cuenca de Teruel en la zona de la localidad de Alfambra (ver localización en figura 2) con la posición y elevación de la Superficie de erosión intramiocena (SEI) y de la Superficie de erosión fundamental (SEF) (modificada de Lafuente *et al.*, 2008).

Falla de El Pobo en más de 700 m, de los cuales 420-460 m corresponden al periodo post-Plioceno (Fig. 1.3).

La actividad del sistema de fallas de la Sierra de El Pobo durante el Mioceno superior-Cuaternario generó espacio de acomodación y favoreció el desarrollo de una cuenca endorreica continental rellena por depósitos que alcanzan hasta 500 m de espesor (Moissenet, 1980) aunque no puede reconocerse nunca la serie completa en una misma vertical. La edad de los depósitos se encuentra bien acotada entre el Vallesiense y el Villafranchiense (Mioceno superior-Pleistoceno inferior) gracias a los abundantísimos yacimientos de micro- y macromamíferos localizados por toda la cuenca (e.g. Weerd, 1976; Mein *et al.*, 1983, 1990; Alcalá *et al.*, 2000; van Dam *et al.*, 2001). El marco paleogeográfico general se caracterizó por la existencia de abanicos aluviales procedentes de los dos márgenes de la cuenca, que drenaban hacia el centro de la misma, donde existió un sistema lacustre carbonatado o evaporítico, según a la zona y el tiempo considerados (Godoy *et al.*, 1983a,b; Moissenet, 1983; Alonso-Zarza *et al.*, 2000; Ezquerro, 2012; Ezquerro *et al.*, 2014).

Desde el punto de vista geomorfológico, la zona de estudio, especialmente en su parte más septentrional, se ha subdividido en dos sectores (oriental y occidental), cuyo límite viene dado por el Río Alfambra, que discurre con dirección norte-sur. En el sector oriental, junto a las sierras de El Pobo y Camarena, el relieve muestra pendientes relativamente pronunciadas y desarrollo de barrancos cortos pero de fuerte incisión, siendo su cota máxima Hoyalta (1760 m s.n.m.). Esta parte oriental se caracteriza por un mayor desarrollo de depósitos pleistocenos, relacionados fundamentalmente con glacis y terrazas bien conservados (Gutiérrez y Peña, 1976). Los glacis se dividen en dos niveles, superior (con una pendiente del 4%) e inferior (con una pendiente del 2,5%). Las terrazas se corresponden con tres niveles, superior (70-80 m sobre el cauce actual), medio (35-40 m) e inferior (15-20 m). Hacia el centro de la depresión los dos niveles de glacis enlazan con las terrazas superior y media (Gutiérrez y Peña, 1976). Por el contrario, el sector occidental, que enlaza la Sierra de Palomera (1533 m s.n.m.) con el cauce del Río Alfambra, muestra una menor pendiente, pero barrancos de mayor longitud y fondos planos. En este sector, el desarrollo de glacis y terrazas es muy escaso y se encuentra limitado a las zonas de ensanchamiento del cauce en Villalba Baja y Alfambra. En estas zonas se reconocen escasos retazos y mal conservados de la terraza media e inferior, mientras que solo aparece el glacis inferior.

Además de los depósitos asociados al sistema de glacis y terrazas del río Alfambra, aparecen otros materiales cuaternarios: abanicos aluviales del Pleistoceno superior ligados al escarpe de Falla de Concud; depósitos de ladera holocenos, como los del Cerro del Castillo de Alfambra (Burillo *et al.*, 1981); deslizamientos recientes y actuales.

1.3. ANTECEDENTES

En este apartado se realiza una breve revisión de trabajos realizados con anterioridad en la zona de estudio, citando aquellos documentos que por su contenido o por la proximidad geográfica han contribuido de alguna forma al conocimiento geológico de la misma. Aunque se hace un especial hincapié en los trabajos relativos a la estratigrafía del área de estudio, esta revisión también incluye aspectos relacionados con el conocimiento paleontológico, estructural y geomorfológico. Con esta síntesis se pretende fijar el estado de conocimientos utilizado como punto de partida para alcanzar los objetivos anteriormente

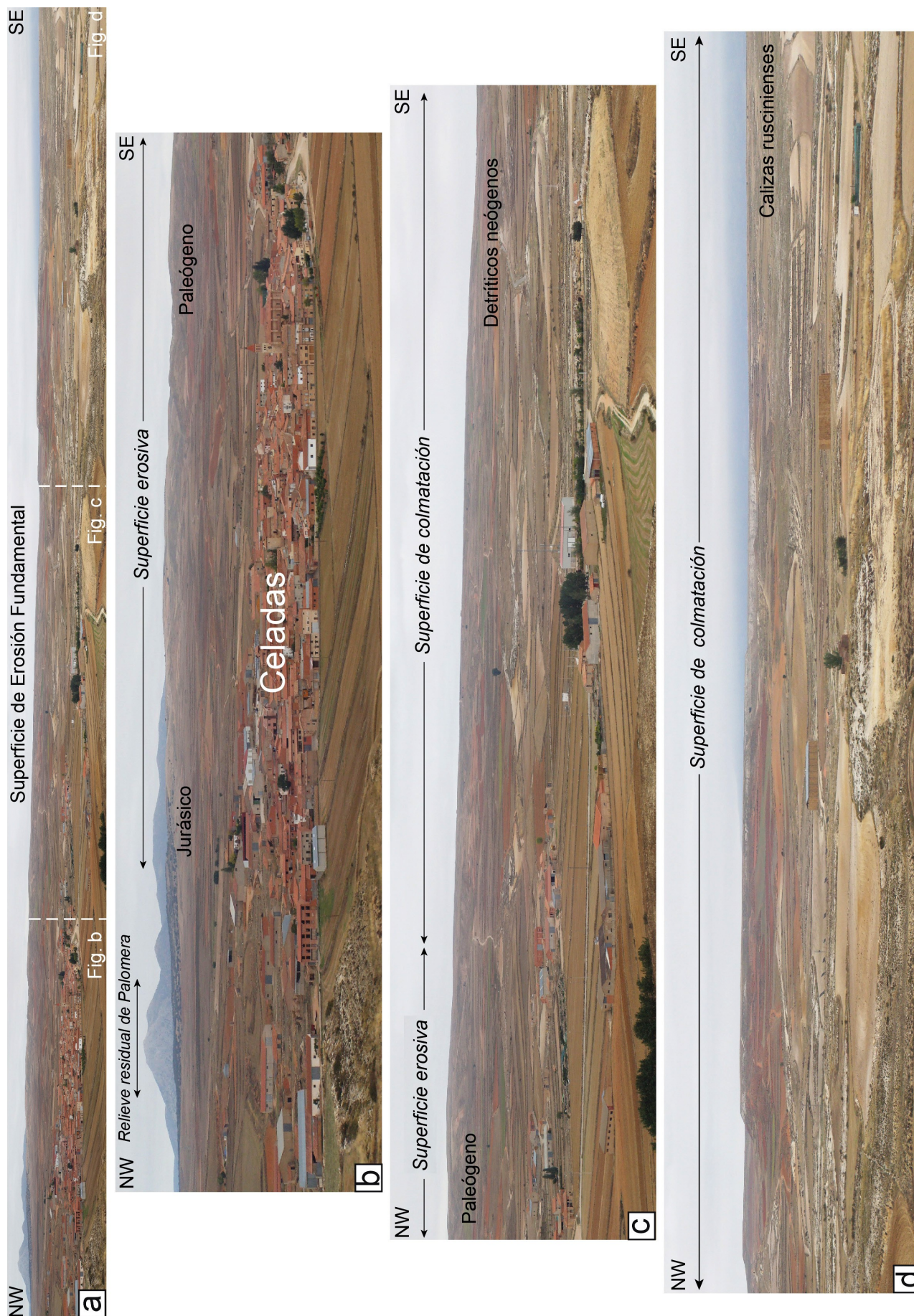


Fig. 1.4. Vista de la Superficie de Erosión Fundamental desarrollada sobre materiales jurásicos y paleógenos desde la Sierra Palomera enlazando, hacia el este, con el techo de las calizas ruscinienses (Páramo 2) de la Fosa de Teruel en el entorno de la localidad de Celadas.

planteados. En la exposición de los antecedentes se han distinguido, por su temática, distintos apartados, los cuales siguen un orden de aparición similar a como ha ido “evolucionando” el conocimiento del relleno sedimentario de este sector de la Cuenca de Teruel y del conjunto de la misma.

1.3.1. conocimiento paleontológico

El estudio en cuencas continentales terciarias, especialmente en la Cordillera Ibérica, siempre se había enfrentado con el problema de la escasez de yacimientos paleontológicos de calidad que permitieran realizar dataciones precisas. En el caso de la cuenca de Teruel éste nunca ha sido un problema debido a la gran abundancia de yacimientos fosilíferos existentes, tanto de micromamíferos como de macromamíferos, y a la riqueza de los mismos. Esta abundancia y calidad de yacimientos ha permitido un gran desarrollo de los estudios paleontológicos, especialmente desde la década de los 70 del siglo pasado, los cuales han ido siempre por delante de los realizados desde la perspectiva del resto de disciplinas geológicas.

Los primeros documentos sobre la presencia de restos fósiles en la Cuenca de Teruel datan del siglo XVIII, cuando el Padre Feijoo publicó una referencia a *restos humanos y de bestias* localizados al norte de la localidad de Conclud, en lo que se conoce actualmente como el Barranco de las Calaveras. A partir de 1800, ya con el nacimiento de la Paleontología como disciplina geológica, comenzó la publicación de trabajos con más base científica, clasificando ya los restos como huesos de mamíferos no humanos (Ezquerria del Bayo, 1845; Maestre, 1845). En ese periodo surgieron las primeras asignaciones bioestratigráficas que databan los depósitos como Mioceno, junto con nuevos yacimientos en la cuenca como Orrios o Los Mansuetos (e.g. Ezquerria del Bayo, 1850; Gervais, 1852; Vilanova, 1863; Cortazar, 1885). Es Hernández-Pacheco (1914, 1916, 1924, 1930) quien inicia una serie de trabajos sobre los yacimientos de Teruel, clasificando *Hipparion*, *Gazella*, *Hyaena*, *Caprelous*... entre los restos más reseñables encontrados en el Cerro de la Garita y Los Aljezares. También destacan los trabajos de Navás (1922) y Margalef (1947), que básicamente se limitaban a menciones vagas a yacimientos, aunque comenzaban a referir ya los primeros hallazgos de micromamíferos.

A partir de 1950, el creciente interés por la Paleontología de mamíferos convirtió a Teruel en un área muy estudiada, con numerosos trabajos como los de Truyols (1961), Crusafont (1962) o Crusafont y Truyols (1964), que culminan con la definición del estratotipo del Turolense por Crusafont (1965), basándose en la diversidad de fauna observable en la zona, como *Gazella*, *Hipparion*, *Mastodon* y *Bovidae*. Este estratotipo es confirmado por Marks (1971), Alberdi (1974), Adrover y Esteras (1974), Adrover (1975) y Robles (1975), basándose en estudios de los géneros *Mastodon* e *Hipparion*, principalmente.

Weerd (1976) publica el primer estudio paleontológico y estratigráfico del sector norte de la Cuenca de Teruel. El trabajo presenta una finalidad claramente bioestratigráfica, definiendo numerosas especies de roedores y localizando múltiples nuevos yacimientos (Fig. 1.5). La zonación de mamíferos neógenos continentales (Zonas MN) de Mein (1975) ya se había publicado, y la Cuenca de Teruel constituía un lugar estratégico para su aplicación. Gran parte de los yacimientos localizados y estudiados por Weerd (1976) han sido la base de estudios posteriores. Su trabajo, aunque con finalidad paleontológica, es el primero en que se realiza una cartografía detallada del norte de la fosa y en que se proponen formaciones litoestratigráficas que siguen vigentes.

La investigación de micromamíferos, sobre nuevos yacimientos o relativos a nuevas especies, ha sido muy prolífica gracias a los trabajos de Adrover (1962, 1964, 1975), Brujin y van Meurs (1967), Michaux (1971), Aguirre (1975a,b), Aguirre *et al.* (1975) Adrover *et al.* (1976, 1978, 1982, 1986, 1988, 1993a,b), Alcalá *et al.* (1986, 1994), Alcalá y Montoya (1998), Daams *et al.* (1998), Montoya *et al.* (2001a), Salesa *et al.* (2003) y Hordijk *et al.*, (2015). Otros, como los Adrover (1975, 1986 –este último correspondiente a su meritoria tesis doctoral–), Adrover *et al.* (1981), Besems y Weerd (1983) y Mein *et al.* (1983, 1990), suponen las primeras síntesis sobre el conocimiento paleontológico de la cuenca y una aportación decisiva a la escala bioestratigráfica. van Dam (1997) y van Dam *et al.* (2001) realizan un nuevo e importante avance en el conocimiento de las faunas de micromamíferos con la proposición de una zonación local, importantes aportaciones y síntesis sobre el conocimiento de puntos fosilíferos y las primeras interpretaciones paleoclimáticas, posteriormente ampliadas con van Dam (2006) y van Dam *et al.* (1999, 2006, 2009).

Los estudios sobre macromamíferos también han sido muy abundantes debido al gran número de restos recuperados, destacando los trabajos de Sondaar (1961), Alcalá y Montoya (1994, 1998b), Alcalá (1994 –tesis doctoral–), Azanza y Montoya (1995) y Azanza *et al.* (2000), Alcalá y Morales (1997, 2006), Montoya *et al.* (2001b), Salesa *et al.* (2003, 2010), Alcalá *et al.* (2005) y Pesquero *et al.* (2003, 2011). Entre los distintos géneros y especies presentes se incluyen carnívoros, bóvidos, jiráfidos, cérvidos, rinicerontidos... Pero quizá el género más estudiado haya sido *Hipparion*, destacando los trabajos de Sondaar (1961), Brujin (1966), Freudenthal (1966, 1967), Brujin y Mein (1968), Alberdi (1974, 1986), Alberdi y Alcalá (1978, 1990), Isidro *et al.* (2001), Pesquero (2003) o Pesquero *et al.* (2006).

Otros estudios han estado centrados en la paleoecología (Fernández Marrón, 1972; Albesa *et al.*, 1997), paleobotánica (Gregor y Günther, 1985), en cuestiones tafonómicas (Pesquero y Alcalá, 2008; Pesquero *et al.*, 2010), en los abundantes moluscos continentales (Albesa y Robles, 2006), en bioclimatología (Hernández Fernández *et al.*, 2007), o en la señal isotópica de dientes de *Hipparion* y sus implicaciones paleoclimatológicas (Domingo *et al.*, 2009, 2013). También queremos destacar la primera gran síntesis moderna con aproximación multidisciplinar (paleontológica, estratigráfica, paleoclimática...) realizada por Alcalá *et al.* (2000).

Finalmente, y como ya ha sido comentado, la investigación paleontológica de los sedimentos de la Cuenca de Teruel ha ido generalmente por delante de los estudios estratigráficos y estructurales. Este hecho ha llevado a situaciones tan paradójicas como que la sección característica del estratotipo del Turolense se estableciera en los Mansuetos (Crusafont, 1965; Calvo *et al.*, 1999), una zona compleja que permanece aún sin una interpretación estructural satisfactoria (Calvo *et al.*, 1999; Lafuente, 2011;

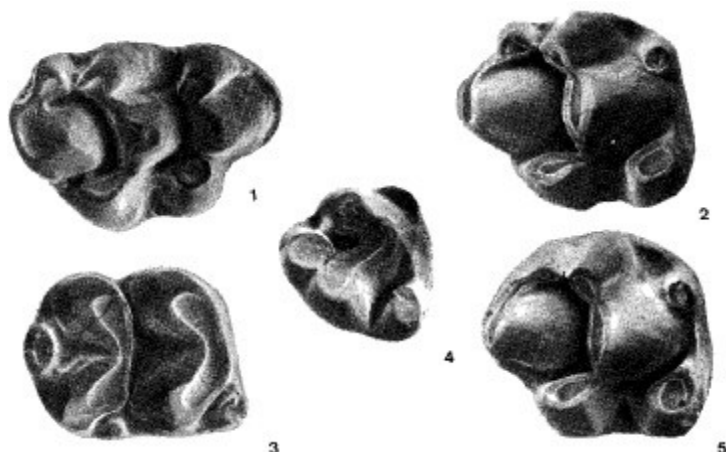


Fig. 1.5. Piezas dentales de *Valerymys turolensis* descritas por Weerd (1976) en la parte septentrional de la Cuenca de Teruel.

Gutiérrez *et al.*, 2012b). En este mismo sentido, tampoco es extraño que otras propuestas para la definición de estratotipos, como la del Alfambriense, se hayan visto ralentizadas en gran medida por la falta de un soporte estratigráfico y sedimentológico sólido. En definitiva, es llamativa la proliferación de trabajos paleontológicos en las últimas cinco décadas frente a la carencia de un marco estratigráfico adecuado.

1.3.2. Conocimiento estratigráfico y Sedimentológico

El estudio estratigráfico y sedimentológico de la Cuenca de Teruel no ha recibido históricamente la atención que merece. Los datos existentes sobre la estratigrafía de la zona son relativamente escasos y se encuentran muy desligados entre sí, debido a que muchos de los trabajos sobre esta materia se han centrado en áreas con algún tipo de interés paleontológico. Por ello, se han propuesto multitud de unidades estratigráficas, formales e informales, y las descripciones y supuestos de correlación existentes han complicado el establecimiento de una división única que pueda ser usada para toda la cuenca. Por otro lado, hasta las dos últimas décadas no se han realizado trabajos de carácter sedimentológico, y en estos casos sus objetivos han sido siempre más locales que regionales.

Las primeras publicaciones de índole estratigráfica fueron las establecidas en las hojas nº 567 (Teruel) y nº 542 (Alfambra) del Mapa Geológico de España a escala 1:50000 (1ª Serie), realizadas por De la Peña (1931) y Villalón *et al.* (1959), respectivamente. En la primera de ellas se utiliza una simple división en Mioceno y dos unidades suprayacentes: diluvial y aluvial. En la segunda se presenta una subdivisión del relleno mio-plioceno en seis unidades: Mioceno inferior, conglomerados basales; facies Rebollar, calizas y margas; Tortoniense-Sarmatiense inferior, conglomerados y arcillas; Sarmatiense superior-Pontiense, calizas y margas, y Plioceno-Cuaternario, dividido en conglomerados y arcillas y tobas calizas. Dentro de los depósitos estrictamente cuaternarios, se diferencian diluvial (*fanglomerados*) y aluvial (*tierras de labor*).

La primera unidad estratigráfica con denominación propia en el Neógeno de Teruel es la *serie detrítica roja de Los Monotos*, definida por Truyols (1961). La primera contribución formal a la estratigrafía de los materiales neógenos delimitando las primeras unidades y correlaciones para la totalidad de la fosa fue realizada por Gautier *et al.* (1972). En las inmediaciones de Teruel, estos últimos autores diferencian y datan dos unidades: unidad roja detrítica de Los Monotos (60 m), con restos de *Tetralophodon longirostris*, y unidad blanca de yesos, margas y calizas (~ 90 m), rica en restos del Pontiense superior (Los Mansuetos, Santa Bárbara, Valdecebro, Conclud). Gautier *et al.* (1972) indican que, al entrar en el valle del Alfambra, estas unidades se dividen en barras calizas y detríticas que se disponen discordantes sobre materiales jurásicos; también mencionan que estas unidades pasan a la unidad yesífera homogénea de Tortajada-Villalba Baja y posteriormente se recuperan al norte, donde definen la unidad de calizas de Cuevas Labradas-Peralejos.

Adrover y Esteras (1974) y Adrover *et al.* (1974) describen la formación Los Tejares, compuesta de arcillas, margas, areniscas y limos rojos, y la formación de yesos de los Aljezares, ambas en las proximidades de Teruel. Moissenet *et al.* (1974) emplean la misma nomenclatura para las unidades, pero la acompañan de una descripción más extensa a partir del estudio del resto de materiales de la cuenca sin introducir denominaciones específicas. Adrover *et al.* (1976) hacen la primera referencia a las unidades carbonatadas como "Páramos", por comparación con otros lugares de la Península donde aparece fauna del Pontiense. En ese trabajo definen las formaciones neógenas de Orrios-Villalba Alta como dos unidades

superpuestas, difícilmente diferenciables salvo en la zona de Orrios. Se trata de calizas lacustres y palustres con intercalaciones de lignito que cambian lateralmente de facies en todas las direcciones: a margas con yesos al este, o a arcillas, areniscas, limos y conglomerados rojos al norte. Estos últimos depósitos constituyen la Formación Perales, de 60 a 80 m de potencia, que alcanza hasta la base de un nivel de conglomerados de piedemonte. Adrover *et al.* (1978) clarifican las descripciones litológicas y límites de estas unidades atribuyendo a las formaciones neógenas de Orrios-Villalba Alta una potencia de 40 m, y denominando a las masas yesosas como “Aljezares de Villalba”. Curiosamente, la nomenclatura de Weerd (1976) ya estaba publicada pero estos autores prefieren no emplearla.

Aunque con objetivos esencialmente paleontológicos, la tesis de Weerd (1976) es el primer trabajo de relevancia desde el punto de vista estratigráfico de la parte septentrional del sector norte de la Cuenca de Teruel, en que se presenta, además, una cartografía relativamente extensa. Divide el relleno neógeno de este sector en cuatro formaciones litoestratigráficas que define formalmente (Fig. 1.6a): Formación Peral (Mioceno-Plioceno), compuesta de facies clásticas; Formación Tortajada (Vallesiense-Rusciniense tardío), evaporítica; Formación Alfambra (Vallesiense-Rusciniense tardío), carbonatada, y Formación Escorihuela (Rusciniense tardío-Pleistoceno inferior), unidad mixta formada por lutitas, arenas y carbonatos.

A continuación, transcribimos las descripciones que hace Weerd (1976) de cada una de estas unidades:

- *La Formación Peral está compuesta por tres litotipos que engloban arcillas rojas, arcillas rojas con intercalaciones de areniscas y conglomerados, y conglomerados masivos. Su potencia varía entre unos pocos metros y 300 m. Es la única unidad que aparece en la totalidad del sector, ligada a los bordes (donde reposa discordante sobre materiales mesozoicos y oligocenos), y desarrollando también amplias lenguas que alcanzan el centro de la cuenca. Abarca edades del Mioceno superior y Plioceno, y es contemporánea de unidades que se describen posteriormente, salvo de la Fm. Escorihuela. Corresponde a depósitos fluviales de tipo braided y abanicos aluviales ligados a los márgenes.*

- *La Formación Tortajada está constituida por yesos sacaroideos blancos, con finas intercalaciones de calizas blancas, y por lutitas rojas y grises; presenta un espesor de entre 100 y 150 m. Esta formación se localiza principalmente en la margen izquierda del río Alfambra, entre las localidades de Cuevas Labradas y Tortajada. Comprende desde el Vallesiense al Rusciniense tardío, y grada vertical y lateralmente a las formaciones Peral y Alfambra, mostrando una interdigitación que no supone cambios bruscos. Es interpretada como producto de la sedimentación en pequeños lagos o charcas alimentadas por ríos que aguas arriba depositaron la Fm. Peral. La composición salina sería consecuencia directa de la precipitación química a partir de aguas de escorrentía o subterráneas procedentes del Triásico y enriquecidas en sulfatos.*

- *La Formación Alfambra está formada por calizas y calizas margosas blancas, con intercalaciones de margas, arcillas, arcillas lignitíferas y algunos yesos, con espesor generalmente inferior a 100 m, aunque muestra hasta 200 m en las proximidades de Peralejos. Se localiza en afloramientos aislados a lo largo del valle del Alfambra y en amplios afloramientos en la zona de Celadas. Presenta contactos discordantes con materiales mesozoicos y en ocasiones con la Formación Peral. Comprende desde el Vallesiense al Rusciniense tardío, gradando vertical y lateralmente, de forma brusca localmente, a las formaciones Peral y Tortajada. Esta formación tiene un origen idéntico a la Formación Tortajada, pero en este caso la composición carbonatada es debida a los procesos de fotosíntesis en lagos someros. En momentos de alto aporte en suspensión de los ríos se depositarían los términos más terrígenos, y en periodos de estancamiento y anoxia los términos carbonosos.*

- *La Formación Escorihuela está compuesta por areniscas marrones con carbones, arcillas pardas y calizas blancas, con una potencia de ~ 35 m. Esta formación se localiza únicamente en la localidad de Escorihuela, en posible contacto discordante sobre la Fm. Alfambra, y data del Rusciniense tardío al Pleistoceno inferior. Es interpretada en relación con flujos acuosos de baja energía con momentos de encharcamiento.*

Adrover *et al.* (1982), en los alrededores de Teruel (Fig. 1.7), unifican las formaciones de Los Monotos, Tejares y Peral reconociendo la sinonimia, pero mantienen el nombre de “yesos de Los Aljezares” e incluyen un nuevo término, “formaciones calcaréo-yesosas de Santa Bárbara y Los Mansuetos”, que suponemos sigue la definición de Gautier *et al.* (1972).

El conocimiento estratigráfico de la Cuenca de Teruel tiene un importante avance cuando Godoy *et*

al. (1983a,b) realizan las hojas de la serie MAGNA del Mapa Geológico de España (2ª Serie), a escala 1:50.000, nº 542 (Alfambra) y nº 567 (Teruel). En ellas establecen una división del Mioceno Superior de la totalidad de la cuenca en ocho unidades informales, pero que varían desde el entorno de Teruel hacia la zona de Perales de Alfambra (Fig. 1.6b). Se corresponden con una alternancia de unidades terrígenas (“Rojos”) y unidades carbonatadas blancas (“Páramos”), con tránsitos a unidades yesíferas. Esta nomenclatura viene arrastrada de otras cuencas neógenas ibéricas más occidentales. Las unidades detríticas son: Unidad Detrítica Inferior (U.D.I., Mioceno-Plioceno), Rojo 2 (Turolense-Rusciniense), Rojo 3 (Rusciniense-Villafranquiense) y *glacis villafranquienses* (glacis de la fosa del Jiloca, Perales y la Puebla de Valverde). La unidad Rojo 1 (Vallesiense) no es descrita ni cartografiada, aunque sí figura en los esquemas de correlación, intercalada entre las Calizas Intermedias y el Páramo 1 y pasando lateralmente a la Unidad Detrítica Inferior. Las unidades carbonatadas son: Calizas Intermedias (Vallesiense), Páramo 1 (Turolense) y Páramo 2 (Rusciniense). Las unidades yesíferas comprenden la Unidad de margas y arcillas yesíferas (Turolense), que supone un cambio lateral del Páramo 1, y las unidades de yesos del Turolense-Rusciniense que se extienden al norte de Teruel (yesos de Tortajada) y al sur (yesos de los Aljezares) (Fig. 1.6b).

A continuación transcribimos las descripciones que hacen Godoy *et al.* (1983a,b) de cada una de estas unidades:

- La Unidad Detrítica Inferior está formada por conglomerados, areniscas, limolitas y arcillas rojas que pueden superar los 200 m de espesor total. Se localiza a lo largo de todo el sector norte, dispuesta en los bordes discordantes sobre materiales mesozoicos y paleógenos. Hacia el centro de la cuenca grad lateralmente al resto de unidades, presentado una edad comprendida entre el Vallesiense y el Rusciniense. Se interpreta como un depósito de abanicos aluviales y paleocanales conglomeráticos dirigidos hacia el interior de la cuenca. Los afloramientos de la zona de estudio corresponden a facies proximales-medias y medias-distales de abanico, con la posibilidad también de zonas de sedimentación lacustre y playas en momentos de interrupción de aportes o zonas interabanico.

- La unidad de Calizas Intermedias está constituida por calizas y calizas arcillosas con intercalaciones de arcillas y margas lignitíferas, con abundantes fragmentos de gasterópodos, vegetales y micromamíferos. Puede alcanzar una potencia de 40-50 m en afloramientos localizados junto al río Alfambra en la zona de Peralejos. Pasa lateralmente y verticalmente a la Unidad Detrítica Inferior y al Rojo 1, siendo su edad Vallesiense. Su ambiente sedimentario correspondería a zonas lacustres o encharcadas efímeras.

- El Páramo 1 está constituido por calizas blancas bien estratificadas, con niveles intercalados margosos o arcillosos, blancos y grisáceos, en ocasiones lignitíferos. Contiene abundantes restos de gasterópodos y vegetales, y

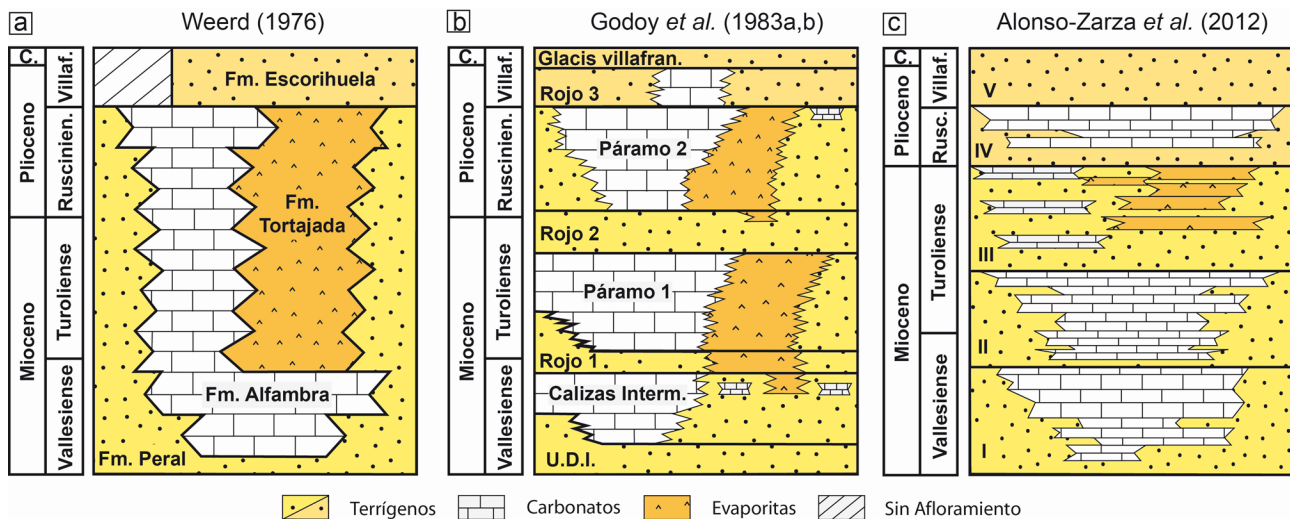


Fig. 1.6. Las principales divisiones estratigráficas propuestas para el relleno neógeno-cuaternalio del sector norte de la Cuenca de Teruel. Los esquemas muestran una correlación del relleno según una orientación aproximada W-E, es decir, transversal a la directriz principal de la cuenca, de modo que los márgenes de la misma se sitúan en los bordes de los esquemas. (a) Esquema construido a partir de las relaciones espaciales y temporales de las formaciones descritas por Weerd (1976). (b) Esquema simplificado construido a partir de los aportados por Godoy *et al.* (1983a,b). (c) División estratigráfica propuesta por Alonso-Zarza *et al.* (2012), la cual completa otras propuestas previas (Alcalá *et al.*, 2000; Alonso-Zarza y Calvo, 2000; Alonso-Zarza *et al.*, 2002).

una gran riqueza en yacimientos de vertebrados fósiles. Son frecuentes las estructuras de escape de fluidos, así como las bases irregulares que pueden ser erosivas o debidas a carga. Aflora entre la zona de Teruel y Alfambra a lo largo de los márgenes del río Alfambra, presentando una potencia que pueden llegar hasta los 40 m. Pasa lateralmente a la Unidad Detrítica Inferior y verticalmente al Rojo 1 y Rojo 2, con una edad comprendida en el Turoliense. Se trata de sedimentos palustres y/o lacustres que representan la transición desde las facies distales de abanicos aluviales. Localmente corresponderían a zonas canalizadas y retrabajamiento de materiales miocenos previos, bien del margen de cuenca o intracuencales.

- La Unidad de margas y arcillas yesíferas está constituida por margas y calizas margosas blanquecinas, arcillas, arcillas yesíferas y niveles lignitíferos. Aflora exclusivamente en la margen derecha del río Alfambra en las inmediaciones de las localidades de Villalba Baja y Tortajada, donde presenta ~ 50 m de potencia. Pasa lateralmente a la unidad Páramo 1 de edad Turoliense. No se aporta una interpretación sedimentológica de esta unidad.

- La unidad Rojo 2 está constituida por areniscas, limolitas y arcillas rojas, con intercalaciones esporádicas de paleocanales conglomeráticos, y presenta un espesor de 30-50 m. Se localiza entre las unidades Páramo 1 y Páramo 2, con una edad comprendida entre el Turoliense y el Rusciniense, siendo solo cartografiable donde aparecen estas unidades carbonatadas. La unidad se depositó en momentos en los que predominan los aportes detríticos a la cuenca y se interrumpe la sedimentación carbonatada lacustre.

- El Páramo 2 es una unidad esencialmente carbonatada compuesta por calizas y calizas arcillosas, con intercalaciones de arcillas y margas negras y grises, con esporádicos paleocanales de conglomerado. Aparecen con frecuencia niveles con restos vegetales, gasterópodos, ostrácodos, caráceas y abundantes restos de mamíferos. Se localiza a lo largo de toda la cuenca, generando muelas en la zona más meridional en torno al cauce del Alfambra; alcanza aquí un espesor de hasta 80 m, que disminuye hacia los bordes de la cuenca. Verticalmente se relaciona con las unidades Rojo 2 y Rojo 3 (con esta última exclusivamente en las áreas de Concud y Escorihuela-Orrios-Villalba Alta), presentando una edad Rusciniense. Su ambiente de sedimentación son áreas de encharcamiento generalizado, contiguas a las zonas distales de abanicos aluviales, donde se dan ambientes palustres y lacustres y un desarrollo notable de vida animal y vegetal. Localmente representan zonas canalizadas y retrabajamiento de depósitos miocenos.

- Las unidades de yesos están formadas por niveles de yesos sacaroides blanquecinos con intercalaciones carbonatadas y arcillosas al norte de Teruel (Yesos de Tortajada), y yesos masivos separados por niveles arcillosos y limolíticos al sur (Yesos de los Aljezares). En la zona de Tortajada alcanzan 150 m de potencia y se disponen en contacto mecánico con los materiales mesozoicos, mientras que en Los Aljezares muestran un espesor de 30-50 m. Ambas unidades pasan lateralmente a las unidades Páramo 1, Rojo 2 y Páramo 2, abarcando un intervalo temporal comprendido entre el Turoliense y el Rusciniense. En conjunto, son interpretados como sedimentos depositados en ambientes de playa.

- La unidad Rojo 3 está conformada por paleocanales de conglomerados, areniscas, limolitas y arcillas rojas, pero en la zona de Concud y Escorihuela está compuesta por arenas amarillentas y arcillas arenosas con algún nivel conglomerático, niveles de margas y calizas blancas con restos vegetales y gasterópodos. Se muestra discordante sobre otros depósitos más antiguos, con un espesor de 10 m y una edad Rusciniense-Villafranchiense. Se trata de facies de zonas medias de abanicos aluviales, con aportes perpendiculares al eje de la cuenca que gradan a pequeñas zonas palustres-lacustres en algunas áreas como continuación de la unidad Páramo 2.

La última unidad incluye los depósitos de glaci de la fosa del Jiloca, Perales y La Puebla de Valverde, es decir, los depósitos culminantes que aparecen modelados por extensas superficies de glaci a los que se conoce genéricamente en la región como glaci villafranchienses (Gutiérrez y Peña, 1976). Estos depósitos están formados por un conjunto de paleocanales de gravas, con niveles arenosos y limosos ocasionales y encostramientos carbonatados locales a techo. Son muy extensos en la zona al noroeste de Concud y en Perales de Alfambra, con

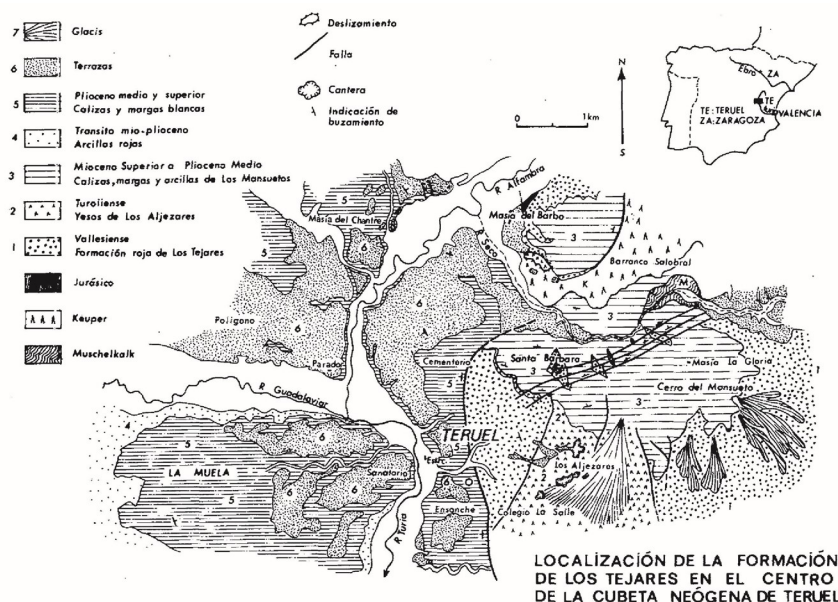


Fig. 1.7. Cartografía de los alrededores de Teruel con la primera unificación de unidades propuesta por Adrover et al. (1982).

portencias medias de 5 a 10 m y edad Villafranquiense. Se disponen generalmente sobre la unidad Rojo 3 o, localmente, sobre la Unidad Detrítica Inferior o el Páramo 2. El conjunto se interpreta como sedimentos de cauces de tipo braided en facies medias y distales de sistemas aluviales.

Hernández *et al.* (1985), en la segunda edición de la Hoja nº 47 (Teruel) del Mapa Geológico de España 1:200.000, presenta asimismo una división del relleno en facies detríticas, carbonatadas y evaporíticas para la totalidad de la fosa basado en las cartografías Magna. Las unidades detríticas diferenciadas son: M₂-Pl₂ (Aragoniense-Plioceno), M₃1 (Vallesiense-Turolense), Pl₂ (Villafranquiense inferior), Pl₁-Q (Plioceno) y Pl₂-Q (Villafranquiense). Las unidades carbonatadas son: M₃ (Vallesiense), M₄m (Turolense), M₃-Pl₁m (Turolense), M₄c (Turolense), PL₁₋₂ (Plioceno) y M₄-Pl₁ (Turolense-Plioceno). Las unidades evaporíticas son: M₃y (Vallesiense), M₄ (Turolense-Rusciniense) y Pl₁ (Rusciniense).

Más recientemente, Alonso-Zarza *et al.* (2000) presentan un modelo de división de cuenca basado en la interpretación de las formaciones de Weerd (1976), y Alonso-Zarza y Calvo (2000) proponen una nueva división del relleno en cuatro unidades mixtas a las que atribuyen un carácter genético (Fig. 1.6c). Las unidades I (Vallesiense), II (Vallesiense-Turolense) y IV (Plioceno) presentan una composición terrígena-carbonatada, mientras que la unidad III (Turolense-Plioceno) es terrígena-evaporítica. Sancho *et al.* (2000) y Alonso-Zarza *et al.* (2002), caracterizan los materiales terrígenos y carbonatados de la zona de Orríos-Villalba Alta, en los que se propone la modificación de la unidad IV y la inclusión de una unidad superior V. Este sistema de unidades será nuevamente modificado por Alcalá *et al.* (2000) y Alonso-Zarza *et al.* (2012) (Fig. 1.6c).

A continuación transcribimos las descripciones que hacen estos autores:

- La Unidad I está compuesta por facies clásticas groseras en ambos márgenes que gradan hacia el centro de la cuenca a facies clásticas finas en la base y calizas en el techo. Con un espesor máximo de 50 m, es de edad Vallesiense. Se dispone discordante sobre materiales paleógenos y jurásicos en los márgenes este y oeste, respectivamente. Es interpretada como sistemas aluviales que pasan a lacustres someros en el centro de la cuenca, presentando estos últimos evidencias de drenaje axial.

- La Unidad II muestra una composición similar a la Unidad I, con los mismos cambios laterales y verticales de facies, aunque las facies carbonatadas son más potentes hacia el este. Su contacto con la Unidad I es brusco, comenzando con depósitos terrígenos rojos y verdes. Presenta un rango de edad entre el Vallesiense superior y el Turolense medio. La relación con los materiales infrayacentes y la interpretación sedimentológica es exactamente la misma que para la Unidad I.

- La Unidad III está compuesta por depósitos yesíferos en el entorno de Tortajada, que gradan hacia el oeste y el sur a facies siliciclásticas rojas y margas y carbonatos dolomíticos, mientras que hacia el norte lo hacen a carbonatos. Presenta una potencia máxima de 140 m y se le asigna una edad Turolense medio-Turolense superior. La unidad representa un cambio drástico en los ambientes sedimentarios, con la implantación de un sistema lacustre evaporítico como consecuencia del aporte de aguas sulfatadas. El origen de este aporte atribuye a una nueva área fuente asociada a un proceso de diapirismo.

*- La Unidad IV muestra una variedad de depósitos siliciclásticos, carbonatados y yesíferos que alcanzan los 40 m de potencia, con una edad comprendida entre el Rusciniense y el Villafranquiense. Sancho *et al.* (2000) la dividen en tres subunidades (detrítica inferior, mixta y carbonática de Orríos) que gradan entre sí lateralmente. Los depósitos clásticos se disponen discordantes sobre materiales premiocenos en el margen este, mientras que los materiales carbonatados lo hacen sobre jurásicos al oeste. Se correspondería con sistemas aluviales que pasan hacia el centro de la cuenca a sistemas fluvio-lacustres.*

*- La Unidad V consiste en sedimentos esencialmente clásticos que culminan a techo en calcretas, con un espesor total de 50-60 m. Se localiza discordante sobre materiales paleógenos y concordante sobre la unidad IV. Sancho *et al.* (2000) la denominan también Unidad Detrítica Superior, y le atribuyen una edad que abarca todo el Villafranquiense. Es interpretada en relación con ambientes fluviales que gradan a lacustres hacia el sur, sugiriendo por tanto un modelo de drenaje axial de la fosa.*

A partir de finales de la década de los 90, y con el objetivo principal del establecimiento y refinamiento de las edades de las zonas de mamíferos neógenos continentales (zonas MN), y también como aportaciones a la escala magnetoestratigráfica internacional, la datación de series sedimentarias por métodos magnetoestratigráficos en la Cuenca de Teruel tuvo un gran desarrollo, destacándose los trabajos

de Krijgsman (1996), Krijgsman *et al.* (1996), Opdyke *et al.* (1997), Garcés *et al.* (1999) y Kruiver *et al.* (2003). Gracias a estos trabajos, el sector norte de esta cuenca presenta uno de los registros magnetoestratigráficos más completos para el periodo comprendido entre el Vallesiense y el Villafranquiense.

Respecto a los trabajos propiamente sedimentológicos que estudian en detalle el relleno neógeno-cuaternario de la cuenca de Teruel, éstos no son muchos y se centran sólo en algunos depósitos específicos. No obstante, es cierto que la mayoría de los trabajos estratigráficos mencionados (*e.g.* Weerd, 1976; Godoy *et al.*, 1983a,b, Hernández *et al.*, 1985; Alonso-Zarza y Calvo, 2000; Alonso-Zarza *et al.*, 2002) coinciden en trazar a grandes rasgos un modelo de relleno sedimentario constituido por facies terrígenas aluviales desarrolladas en sus márgenes que pasan hacia el centro de la cuenca a facies palustres y lacustres (carbonatadas o yesíferas) (Fig. 1.6). Estas características son las que asimismo se recogen en los trabajos de síntesis de la Fosa de Teruel (Moissenet *et al.*, 1974, 1990; Moissenet, 1983, 1989; Anadón *et al.*, 1990; Calvo *et al.*, 1993; Anadón y Moissenet, 1996; Alcalá *et al.*, 2000; Vera, 2004; Alcalá y Simón; 2006). Estas características son las que asimismo se recogen en los trabajos de síntesis de la Fosa de Teruel (Moissenet *et al.*, 1974, 1990; Moissenet, 1983, 1989; Anadón *et al.*, 1990; Anadón y Moissenet, 1996; Calvo *et al.*, 1993; Alcalá *et al.*, 2000; Vera, 2004; Alcalá y Simón; 2006).

Los trabajos de sedimentología más específicos se centran, por ejemplo, en los depósitos de arenas amarillentas descritos por Weerd (1976) en la Fm. Escorihuela al sur de la localidad de Escorihuela. Así, Carrillo y Gisbert (1979) atribuyen su origen a un sistema de tipo *wadi* en un entorno desértico o sub-desértico, con facies de canales fluviales discontinuos y facies eólicas con predominio de limos interdunares. Más recientemente, Rodríguez-Lopez *et al.* (2012) estudian en detalle la interacción entre los campos de dunas, acumuladas por vientos procedentes del oeste, y los sistemas de abanicos aluviales procedentes de la Sierra de El Pobo, al este. Los autores muestran evidencias de que la acumulación y conservación de las dunas estuvo controlada por la actividad sinsedimentaria de la zona de falla de El Pobo. Otros autores se han centrado en el estudio sedimentológico de detalle de los materiales carbonatados. De este modo, Alonso-Zarza y Arenas (2004) estudian las calcretas y costras carbonatadas de los depósitos de la zona de Orrios-Villalba Alta, y Camuera *et al.* (2015) los sistemas tobáceos del Pleistoceno en la zona de Villalba Baja y Tortajada y su posible control tectónico. En otras ocasiones, el foco se ha puesto en el estudio de estructuras de deformación en sedimentos blandos reconocidas en depósitos villafranquienses y cuaternarios, estableciéndose un origen sísmicamente inducido para este tipo de deformaciones (Lafuente *et al.*, 2008; Lafuente, 2011; Liesa *et al.*, 2016).

Otros trabajos en la Cuenca de Teruel tienen implicaciones sedimentológicas reseñables, aunque estén localizados al sur del área de estudio (en el sector sur de la cuenca). Entre ellos destacamos: los trabajos del IGME (1981a,b) sobre las unidades lacustres yesíferas y su potencial lignitífero; el trabajo de Arce *et al.* (1983) sobre los recursos lignitíferos de la parte sur de la cuenca en el que establecen cinco unidades carbonatadas (blancas) y terrígenas (rojizas) alternantes (Unidad Blanca Basal, Unidad Roja Inferior, Unidad Blanca Inferior, Unidad Salmón y Unidad Blanca Superior); y los de Broekman (1983) y Broekman *et al.* (1983) donde definen, en el sector sur de la cuenca, diez formaciones, la mayoría de ellas mixtas terrígeno-carbonatadas (Villarejos, Mas del Olmo, Val de la Sabina, Umbría de la Muela, Río Turia, Riodeva, Los Pinarejos, Loma de Cascante, Los Planos y Valacloche) y establecen secuencias y un modelo de evolución. La poca difusión de estos últimos trabajos y la publicación de la serie MAGNA ese mismo año hicieron que estas unidades no fueran empleadas en el sector norte de la cuenca de Teruel. También son de interés los trabajos de Anadón *et al.* (1989) y Ortí *et al.* (2003) en los que se interpreta la

sedimentología de las unidades yesíferas; los trabajos de Abdul Aziz *et al.* (2004) y Abels (2008, 2009a,b) donde se investiga la impronta de la ciclicidad orbital en los depósitos miocenos de la zona de Cascante del Río, y el de Ventra y Nichols (2014) en que se estudian la sedimentología y dinámica de los abanicos aluviales y se comparan con los del margen norte de la Cuenca del Ebro.

1.3.3. Conocimiento estructural y geomorfológico

Los estudios estructurales y geomorfológicos son comparativamente menos abundantes en la Cuenca de Teruel y también algo más recientes. Muchos datos fueron inicialmente apareciendo en trabajos de otras disciplinas o como capítulos incluidos en grandes recopilaciones de geología regional (*e.g.* Adrover *et al.*, 1976, 1978; Moissenet, 1980, 1982a,b), siendo muy pocas las investigaciones de detalle en el sector norte de la fosa. A partir de los años ochenta, con las primeras interpretaciones sobre la estructura, deformaciones y campo de esfuerzos, los trabajos sobre la materia fueron más numerosos. La existencia de varias superficies de erosión, que caracterizan la evolución del relieve y son, a la vez, empleadas como marcadores de la deformación reciente, ha hecho que tectónica y geomorfología hayan estado muy ligadas en los estudios de la zona. En este apartado se incluyen trabajos referidos tanto a la Fosa de Teruel como a la de Jiloca, ya que ambas han seguido una evolución paralela durante el Plioceno superior-Cuaternario.

Los primeros datos de índole estructural y geomorfológica aparecen en trabajos ya comentados de Paleontología o Estratigrafía, como los de Gautier *et al.* (1972), Adrover *et al.* (1976, 1978, 1982) o Moissenet *et al.* (1974), donde se presentan cartografías muy simples, cortes geológicos superficiales de la cuenca y esquemas de afloramientos (Fig. 1.8). En ellos ya se interpreta la configuración geométrica de los depósitos (*e.g.* geometría sinforme del relleno neógeno; contactos discordantes, en *onlap* o mecánicos con los materiales mesozoicos de la Sierra de El Pobo; discordancias de Villalba Alta o Tortajada), los desplazamientos y la localización de las principales fallas al este definiendo una semifosa (*e.g.* fallas de El Pobo, Tortajada, Conclud, Los Mansuetos) y otras deformaciones puntuales atribuidas a procesos de disolución (*e.g.* Villalba Baja) o diapirismo (*e.g.* Tortajada). Los trabajos de Moissenet (1980, 1982a,b, 1983, 1984, 1985) siguen esta línea de observaciones pero abarcan también las deformaciones más recientes, indicando la existencia de estructuras activas y su control sobre los dispositivos sedimentarios. Peña *et al.* (1981) también hacen referencia a las deformaciones recientes observables en el margen oriental de la Fosa de Teruel.

Simón (1982, 1983), además de caracterizar la evolución extensional de las fosas de Teruel y Jiloca en dos etapas principales, aporta los primeros argumentos que relacionan esta evolución y las deformaciones recientes con el campo de esfuerzos mioceno-pleistoceno. Desde ese momento, el progreso en el conocimiento del campo de esfuerzos ha sido continuo. Algunos estudios de poblaciones de fallas estriadas que abarcan la Fosa de Teruel, realizados por Simón (1986, 1989, 1990), Cortés y Simón (1997), Cortés (1999) y Capote *et al.* (2002), han permitido caracterizar un campo de esfuerzos extensional con σ_3 de orientación en torno a E-W, que evoluciona desde una extensión triaxial con σ_3 WNW-ESE hasta una extensión radial o multidireccional ($\sigma_3 \approx \sigma_2$) con σ_3 más próximo a WSW-ENE. Dicho campo es complejo, y presenta perturbaciones relacionadas con grandes fallas, frecuentes intercambios locales de los ejes σ_3 y σ_2 y coexistencia con un campo compresivo de orientación N-S que persiste aún durante todo el Neógeno aunque con registros muy puntuales (Simón y Paricio, 1988). Herráiz *et al.* (2000), a través del estudio de mecanismos focales de terremotos recientes, establecen que ese régimen de esfuerzos

continúa en la actualidad con trayectorias de σ_3 próximas a ENE-WSW y carácter multidireccional. Arlegui *et al.* (2005, 2006), Lafuente y Arlegui (2009) y Lafuente (2011), combinando el estudio de estaciones de fallas con y sin estriaciones en el cierre sur de la Fosa del Jiloca, obtienen resultados similares, caracterizando un sistema de esfuerzos plio-cuaternario con un σ_1 cercano a la vertical y σ_3 próximo a ENE-WSW. Liesa (2011b), a partir del estudio de la fracturación en el Mesozoico de la Sierra de El Pobo, propone un modelo similar del campo de esfuerzos extensional neógeno, aunque en este caso haya quedado registrado en materiales más antiguos.

En cuanto al marco tectónico y geodinámico en el que se desarrollan las fosas neógenas de Teruel, existen varias interpretaciones que relacionan su origen con la estructura cortical. Todos los modelos tienen en común la relación directa con el contexto extensional del surco de Valencia, aunque presentan diferencias respecto al proceso generador. Las propuestas de Álvaro *et al.* (1979) o Vegas *et al.* (1979) se basan en la existencia de un movimiento de placa oblicuo generado por el acercamiento de África a Iberia, que produjo un adelgazamiento cortical en la zona del surco de Valencia. Simón (1982) relaciona el adelgazamiento cortical con un ascenso mántelico que generó un proceso de *doming* intraplaca asociado al *rifting*, produciendo una elevación de los macizos de Gúdar-Javalambre contemporánea de la apertura del surco de Valencia, respectivamente. En cuanto a la estructura en profundidad, Roca y Guimerà (1992) confirman que el noreste peninsular presenta una corteza más gruesa en el *onshore* y adelgazada en el *offshore*, que se encuentra fragmentada por grandes fallas lítricas que enraízan en un nivel de despegue común situado a 13-15 km de profundidad. Salas y Casas (1993), a partir de la interpretación de anomalías gravimétricas, reconocen un engrosamiento cortical hacia el interior de la Cordillera Ibérica como consecuencia de la compresión alpina (máximo en las sierras de Teruel); el adelgazamiento y formación de fosas (hacia el Mediterráneo) es luego consecuencia directa de la actividad distensiva. Para Guimerà (1996, 1997) el origen de las fosas es debido a un colapso gravitacional (relacionado con una corteza muy engrosada) controlado por la pérdida de confinamiento lateral como consecuencia de la extensión en el surco de Valencia. Recientemente, Scotti *et al.* (2014), mediante diferentes aproximaciones entre la evolución del relieve e incisión del drenaje de la Cordillera Ibérica, proponen un levantamiento post-orogénico de tipo *doming* durante el Plioceno tardío.

Los trabajos sobre la morfotectónica de las depresiones de Teruel y de los macizos que las enmarcan están centrados principalmente en el estudio de las superficies de erosión-colmatación que han sido empleadas clásicamente como marcadores de la deformación. Según Simón (1982), Peña *et al.* (1984) o Pailhé (1984), el relieve está configurado por dos superficies de erosión desniveladas por la actividad tectónica extensional, la *Superficie de Erosión Intramiocena* (más antigua y reducida) y la

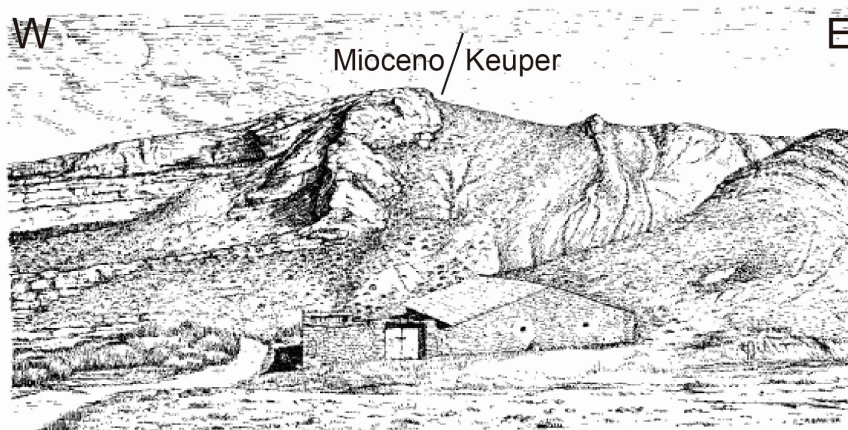


Fig. 1.8. Esquema de Gautier *et al.* (1972) del contacto entre las calizas turolenses y las margas y yesos del Keuper en el barranco Salobre, hoy conocida como discordancia progresiva de Tortajada.

Superficie de Erosión Fundamental (de mayor extensión y encajada en la anterior). Por otro lado, Gracia *et al.* (1988) y Gutiérrez y Gracia (1997) establecen tres superficies (*S1*, *S2* y *S3*) encajadas sucesivamente, siendo *S1* y *S2* equivalentes a las dos anteriores. Otros modelos, establecen la existencia de siete superficies de aplanamiento producidas durante el levantamiento orogénico (Cortés y Casas, 2000; Casas y Cortés, 2002). El número, la edad y las posibles desnivelaciones de las superficies de aplanamiento han dado lugar a distintas interpretaciones sobre el origen extensional (Simón, 1982; Simón y Soriano, 1993; Rubio y Simón, 2007; Rubio *et al.*, 2007; Simón *et al.*, 2010), compresivo (Cortés y Casas, 2000; Casas y Cortés, 2002) o con una importante componente kárstica (Gracia *et al.*, 2003; Gutiérrez *et al.*, 2008, 2009, 2012b) de las fosas de Teruel y Jiloca.

Más recientemente, la actividad cuaternaria de la Falla de Concud ha sido objeto de numerosos trabajos, muchos de los cuales aplican la metodología paleosismológica (Simón *et al.*, 2005, 2012, 2014, 2015, 2016; Lafuente, 2011 –tesis doctoral–; Lafuente *et al.*, 2011a,b, 2014; Pueyo Anchuela *et al.*, 2016). En estos trabajos se identifican un total de once eventos paleosísmicos en los últimos 74.000 años, lo que implica un periodo de recurrencia de entre 7100 y 8000 años para un terremoto característico de $M_w = 6,6 - 6,8$. Asimismo, el enfoque multidisciplinar (estructural, morfotectónico y paleogeográfico) empleado por estos autores ha permitido un avance sustancial en el conocimiento dinámico de las fosas de Teruel y Jiloca para los últimos 3,6 Ma, especialmente de la articulación entre ambas a través de la Falla de Concud y su zona de relevo con la Falla de Teruel. Ambas actuarían como fallas independientes desde el punto de vista geométrico y cinemático, pero experimentando una cierta interacción dinámica que explicaría sus patrones de distribución del salto a lo largo de las trazas (Lafuente *et al.*, 2011) y condicionaría su comportamiento sismogénico (Simón *et al.*, 2017).

1.4. METODOLOGÍA

Para alcanzar los objetivos propuestos en este trabajo, el cuerpo metodológico básico que se ha empleado es el Análisis de Cuencas, aplicándolo con un enfoque multidisciplinar que exige integrar la información procedente especialmente de la Estratigrafía y Sedimentología, la Geología estructural y la Morfotectónica. Por otra parte, se han utilizado escalas de trabajo muy diversas, con observaciones procedentes del estudio de fotografías aéreas, ortoimágenes, afloramientos, muestras de mano y de microscopio. Cada sección que sigue tiene un objetivo con entidad propia y responde a una metodología concreta; aquí se ha optado por incluir un resumen de los métodos empleados, que serán luego ampliados en algunos de los respectivos capítulos de este trabajo de tesis.

1.4.1. Metodología estratigráfica y sedimentológica

A pesar de que la aproximación metodológica es variada, el núcleo del trabajo estratigráfico y sedimentológico se basa en la definición de unidades genéticas a partir de la evolución secuencial del relleno sedimentario. El estudio del relleno de cuencas mediante los principios de la estratigrafía secuencial ha sido una herramienta muy empleada desde el establecimiento de sus principios por Mitchum (1977), Vail *et al.* (1977, 1984), Van Wagoner *et al.* (1987) y Posamentier *et al.* (1988). La estratigrafía secuencial intenta subdividir registro sedimentario en unidades genéticas limitadas por superficies con significado cronoestratigráfico, e interpretar dichas unidades y sus límites en relación con cambios en los factores alocíclicos. Así, una secuencia deposicional se definió como una sucesión concordante de

estratos genéticamente relacionados, limitados por discordancias o sus concordancias correlativas (Vail *et al.*, 1977), de modo que las secuencias están compuestas por una sucesión de sistemas deposicionales genéticamente relacionados (Posamentier *et al.*, 1988).

Los factores alocíclicos que controlan la evolución del registro sedimentario, y cuyos cambios son capaces de generar rupturas sedimentarias o límites de secuencias, son las deformaciones del geoide, la tectónica y el clima (Fig. 1.9). Se expresan directamente en el relleno sedimentario mediante factores directos como la eustasia, la subsidencia y las variaciones en el aporte sedimentario (Galloway, 1989). Hay que tener en cuenta que un factor alocíclico puede condicionar a su vez distintos factores directos (Fig. 1.9); por ejemplo, la tectónica influye directamente en la tasa de subsidencia y en el aporte sedimentario.

En el caso de la Cuenca de Teruel, al tratarse de una cuenca continental endorreica, se pueden eliminar las variaciones del nivel del mar como factor de control. Por ello, son los conceptos del Análisis Tectosedimentario, definidos inicialmente para el estudio de cuencas continentales en contexto compresivo (Garrido Mejías, 1973; González *et al.*, 1988; Pardo *et al.*, 1989), los que se han tomado como base metodológica y constituyen el pilar central de este trabajo. Para asentar la finalidad perseguida se expondrán a continuación los fundamentos básicos de esta metodología de estudio.

Los principios del Análisis Tectosedimentario fueron establecidos por Garrido Mejías (1973), basándose en los conceptos del análisis secuencial de Default (1969, 1972), y parten de la definición de unidad tectosedimentaria (UTS): *“una unidad tridimensional, no obligatoriamente homogénea desde un punto de vista litológico, comprendida entre dos discontinuidades sedimentarias notables, de extensión no necesariamente isócrona, tal que en cualquier sección vertical el registro del tiempo, referido no a los sedimentos como unidad material de depósito sino al tiempo absoluto que media (o separa) las dos discontinuidades, es constante”*. Posteriormente, se modificó el concepto de UTS y se definieron categorías, relacionando sus límites con discontinuidades sedimentarias o rupturas que involucrasen cambios en la evolución vertical, secuencial o paleogeográfica, sin que necesariamente estuvieran relacionados con una fase tectónica (Garrido y Villena, 1977). Así, Garrido Mejías (1982) define el concepto de UTS elemental definido como *“una unidad estratigráfica constituida por una sucesión de estratos (no necesariamente conformes) despositados dentro de un intervalo de tiempo geológico concreto bajo una dinámica sedimentaria y tectónica de polaridad definida”*.

Por lo tanto, para establecer unidades genéticas es necesario reconocer las rupturas sedimentarias que las limitan, entendiendo por ruptura *“la manifestación en el registro estratigráfico de una variación en los factores externos a los sistemas de sedimentación; es decir, las rupturas tienen su origen en mecanismos alocíclicos”* (González *et al.*, 1988; Pardo *et al.*, 1989). Estas rupturas se expresan como superficies reconocibles a escala de cuenca en las que los conjuntos sedimentarios sufren un cambio de signo en su evolución secuencial, manifestándose a la escala propia de las *secuencias de orden superior o ritmos* del análisis secuencial de Delfaud (1972). La expresión de una ruptura en el registro sedimentario será una continuidad estratigráfica en la totalidad de la cuenca, o una continuidad en áreas centrales de la cuenca correlativa a una discordancia en los márgenes (Fig. 1.10).

Teniendo en cuenta los cambios en la evolución vertical o megasecuencial y los dispositivos geométricos desarrollados en los márgenes, se han definido cinco tipos distintos de rupturas sedimentarias (tipo 1 a tipo 5) condicionadas por factores tectónicos o climáticos (González, 1988; Pardo *et al.*, 1989; Muñoz, 1992). Los tres primeros se con factores tectónicos, en los que los cambios de signo secuenciales son acompañados por cambios en los dispositivos geométricos o discordancias angulares; los dos últimos responden a un cambio en los factores climáticos (Fig. 1.10):

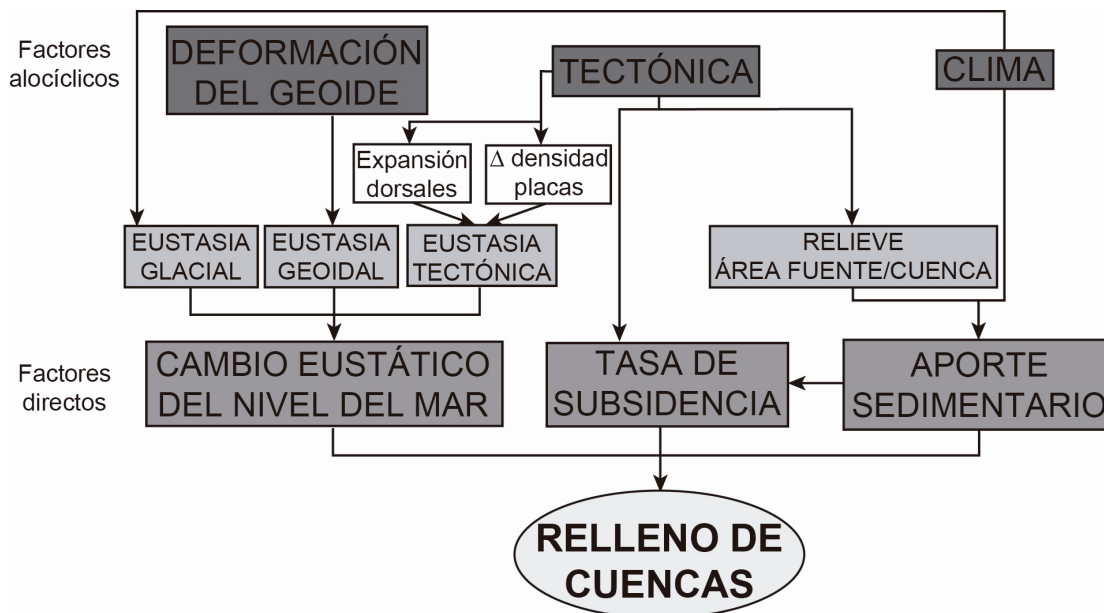


Fig. 1.9. Factores alocíclicos y su relación con los factores directos que condicionan el relleno sedimentario y la arquitectura de una cuenca. Modificado de Galloway *et al.* (1989).

- La *Ruptura de tipo 1* está asociada a un cambio de actividad diastrófica que pasa de creciente a decreciente. Su expresión en el relleno sedimentario es un cambio en la evolución secuencial de negativa a positiva y el desarrollo en los márgenes activos de un dispositivo geométrico que pasa de *offlap* a *onlap*.

- La *Ruptura de tipo 2* está asociada a un cambio de actividad diastrófica de decreciente a creciente. Su expresión es un cambio en la evolución secuencial de positiva a negativa y el dispositivo geométrico en los márgenes activos cambia de *onlap* a *offlap*.

- La *Ruptura de tipo 3* está ligada a un cambio de actividad diastrófica de decreciente a creciente, de manera que se pasa de un mínimo a un máximo con carácter instantáneo a escala de tiempo geológico. Se manifiesta en la evolución secuencial por un salto brusco entre dos tendencias positivas. En los márgenes activos está representada por una discordancia angular con un dispositivo geométrico de *onlap*, pero el dispositivo sedimentario de la secuencia superior se halla desplazado hacia el centro de la cuenca.

- La *Ruptura de tipo 4* está ligada a un cambio en el clima que pasa de mayor a menor aridez. Se expresa exclusivamente por un cambio de signo en la evolución secuencial de negativa a positiva. Se diferencia de la *Ruptura de tipo 1* en que el dispositivo geométrico en los márgenes se corresponde en todo momento con un *onlap*.

- La *Ruptura de tipo 5* está ligada a un cambio en el clima que pasa de menor a mayor aridez. Su expresión es un cambio de signo en la evolución secuencial de positiva a negativa. Se diferencia de la *Ruptura de tipo 2* en que en los márgenes se corresponde en todo momento con un *onlap*.

La dificultad de la aplicación del Análisis Tectosedimentario en cuencas compresivas fue señalada por Riba (1989, 1992), indicando la complejidad del reconocimiento de rupturas sedimentarias en zonas alejadas de los márgenes activos donde los materiales presentan continuidad estratigráfica o son litológicamente homogéneos. También puso de manifiesto este autor la dificultad de establecer isócronas en zonas donde se producen traslaciones de depocentros, planteando la problemática de la existencia de secuencias oblicuas que implicarían la diacronía de algunos cambios considerados erróneamente rupturas sedimentarias (Fig. 1.11). Posteriormente, Luzón y González (1994) establecen la diferencia conceptual entre ruptura sedimentaria, como manifestación en el registro sedimentario controlada por un factor alocíclico, y límite de secuencia oblicuo (*falsa ruptura* de Riba, 1992), consecuencia de la interacción de

dos sistemas sedimentarios sin que exista ninguna relación con variaciones alocíclicas.

Como se ha comentado, el Análisis Tectosedimentario fue propuesto y desarrollado a partir del estudio de cuencas continentales desarrolladas en régimen compresivo. La aplicación de esta metodología no resulta inmediata. En una primera aproximación, las rupturas de tipo 4 y 5 sí pueden presentar idénticas características en regímenes compresivos y extensionales por ser independientes de la tectónica. Las rupturas de tipo 3 pueden producirse tanto en regímenes compresivos como distensivos, pero su carácter instantáneo apunta a que serían más fáciles de generar en sistemas distensivos (Pardo *et al.*, 1989). De hecho, son anecdóticos los casos de rupturas de tipo 3 descritos en el conjunto de cuencas compresivas del NE peninsular, extensamente estudiadas por el grupo de Análisis de Cuencas de la Universidad de Zaragoza (Pardo *et al.*, 2004 y citas incluidas). Finalmente, los dispositivos geométricos asociados a rupturas de tipo 1 y 2 parecen evidenciar exclusivamente situaciones de deformación contractiva, ya que los dispositivos tipo *offlap* no son comunes en cuencas extensionales. De hecho, dichos dispositivos sólo podrían desarrollarse en este tipo de cuencas si la zona de subsidencia principal se desplaza hacia el centro de la cuenca, por ejemplo por la generación de una falla principal en dicho sector, de manera que la zona de sedimentación se contrae quedando parte de la cuenca emergida. Por otra parte, los dispositivos propuestos para fallas normales por Pardo *et al.* (1989) no reflejan de forma realista la variabilidad de situaciones en márgenes de cuenca extensionales, puesto que solo proponen el desarrollo de *onlaps* rotatorios. Todo ello propicia que en este trabajo se analice en qué medida las características de las rupturas relacionadas con la tectónica presentan las mismas características en cuencas compresivas y extensionales, ayudando a matizar y enriquecer la información sobre las rupturas sedimentarias en medios continentales, lo que representa un avance en la metodología del Análisis Tectosedimentario y, por ende, del Análisis de Cuencas.

La metodología aplicada en este trabajo para el estudio estratigráfico y sedimentológico de los materiales supone la combinación de métodos propios de estas disciplinas, pero también una larga serie de técnicas auxiliares que son necesarias para la caracterización sedimentológica, genética y cronológica de los materiales. Esta metodología puede agruparse en cuatro aspectos específicos: (i) caracterización de

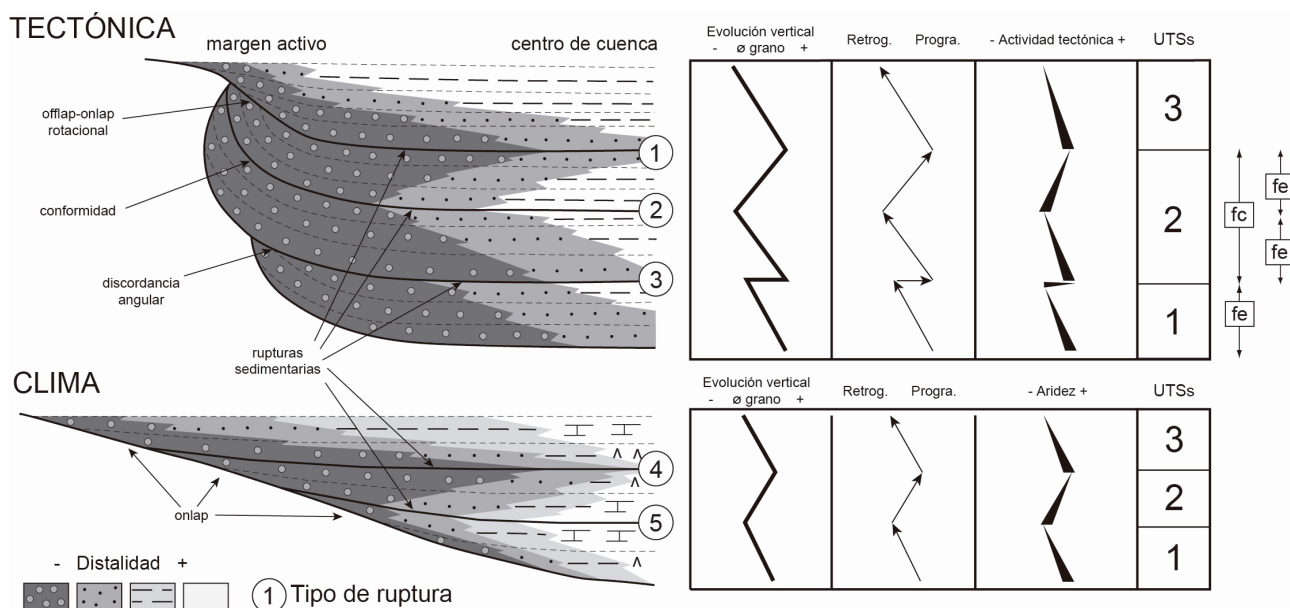


Fig. 1.10. Tipos de rupturas sedimentarias y UTSs generadas en función del factor alocíclico que las condiciona, tectónica o clima. Los tipos de ruptura 1, 2 y 3 están relacionadas con la actividad diastrófica creciente o decreciente en márgenes compresivos de cuencas continentales activas. Los tipos 4 y 5 dependen de las condiciones de aridez-humedad, independientemente de la actividad tectónica. Modificado de Pardo *et al.* (1989).

la la arquitectura estratigráfica, ii) análisis sedimentológico, iii) establecimiento de la evolución secuencial a escala de magasecuencia y iv) definición de un marco cronoestratigráfico.

La **caracterización de la arquitectura estratigráfica** se ha basado fundamentalmente en el levantamiento de perfiles estratigráficos y su correlación. Inicialmente se procedió al estudio de la zona mediante pares estereoscópicos de fotografía aérea (fotogramas a escala 1:18.000 y 1:33.000), que ha sido completado mediante el estudio de la fotografía aérea digital, con resolución 50 cm/píxel, del Plan Nacional de Ortofotografía Aérea (vuelo de los años 2004 y 2012). Esta técnica ha sido clave para nuestro trabajo, ya que ha permitido reconocer globalmente el área de estudio, elegir aquellos puntos más favorables para el levantamiento de perfiles estratigráficos y, posteriormente, llevar a cabo un seguimiento de las líneas de capa, que son imprescindibles para establecer la correlación estratigráfica entre los perfiles levantados y las unidades diferenciadas. Asimismo, este método ha sido la base para la elaboración de una cartografía de unidades estratigráficas y otra de asociaciones de facies. La localización de los perfiles estratigráficos se ha basado, además de las posibilidades de acceso y condiciones de afloramiento, en el interés de los depósitos aflorantes persiguiendo reconocer y caracterizar las variaciones laterales (desde los márgenes a las partes centrales de la cuenca) y facilitar la correlación. Es por esto que los perfiles estratigráficos están alineados aproximadamente siguiendo una serie de secciones transversales a los márgenes de la cuenca. El levantamiento de los perfiles se ha realizado siguiendo la metodología clásica (ver Capítulo 2 de esta memoria). Estos perfiles constituyen el armazón del trabajo, ya que son la base para el establecimiento de la arquitectura 2D y 3D del relleno, para su interpretación sedimentológica, para la reconstrucción de la evolución secuencial y, finalmente y en combinación con el marco estructuras, de las relaciones tectónica-sedimentación.

El **análisis sedimentológico** se ha basado en la identificación de litofacies atendiendo a criterios clásicos (litología, textura, geometría de los cuerpos sedimentarios, estructuras sedimentarias...) y la caracterización de procesos. Asimismo se han definido distintas litofacies cuantificadas a partir del porcentaje representado por las anteriores y, a partir de ello y de las relaciones laterales establecidas, se han caracterizado los sistemas sedimentarios tomando como base modelos sedimentológicos previos. Este análisis ha sido completado mediante análisis granulométricos, mineralógicos (especialmente difracción de rayos X), petrográficos, e isotópicos, así como en la observación en microscopio electrónico de muestras seleccionadas.

Los análisis granulométricos se han realizado sobre muestras de areniscas y lutitas seleccionadas. Se llevaron a cabo por tamizado en seco en el Laboratorio de Sedimentología de la Universidad de Zaragoza utilizando un conjunto de mallas entre 1,25 y 4,75 Φ (con intervalos $\frac{1}{4}$ de Φ de entre ellas). Después de secar las muestras a 100°C, se montaron y agitaron durante veinte minutos en la torre de

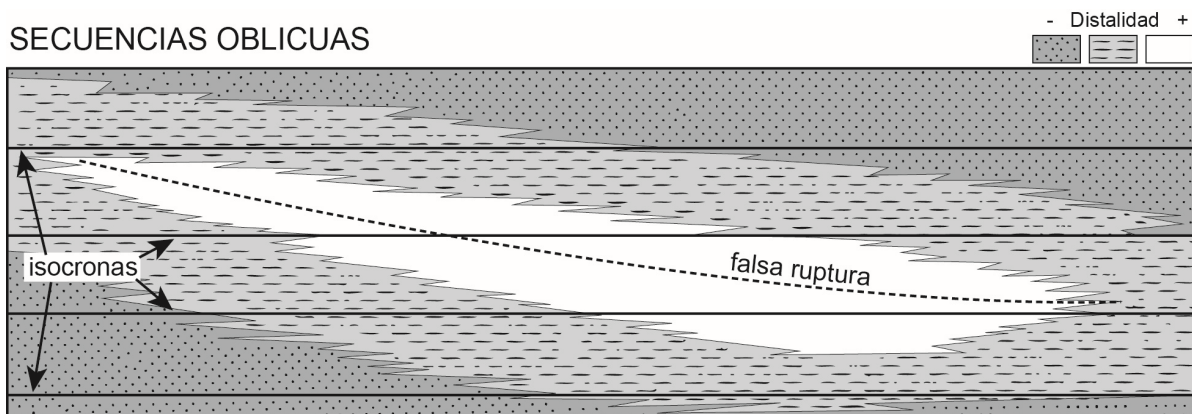


Fig. 1.11. Representación esquemática de un límite de secuencia oblicua (modificado de Riba, 1992).

tamizado acoplada a un dispositivo de AMP0.40W220 HZ59 CISA. Para los análisis de la distribución del tamaño de muestras más pequeñas se utilizó un analizador láser Beckman Coulter LS de difracción 13 320 del Instituto de Carboquímica-CSIC (Zaragoza). El procedimiento se basa en colocar material disgregado en suspensión en un líquido no reactivo e incidirlo con un haz de luz láser, cuya difracción es empleada para establecer el tamaño de las partículas de sedimentos menores que -1Φ . Estos análisis fueron acompañados de calcimetrías para conocer el porcentaje de carbonato presente en las muestras. La representación gráfica de la curva de tamaño-frecuencia (logarítmica/probabilista o lineal) y el análisis estadístico y geométrico han proporcionado información sobre los procesos y ambientes de depósito, permitiendo la comparación de sedimentos depositados en distintos ambientes (Visher, 1969; Syvitski, 1991).

Los análisis mineralógicos mediante difracción de rayos X se han realizado en la Universidad de Zaragoza, empleando un difractómetro marca RIGAKU modelo D/max 2500 del Servicio de Difracción de Rayos X y Análisis por Fluorescencia de los Servicios de Apoyo a la Investigación de la Universidad de Zaragoza, un difractómetro Philips PW 1729 del área de Cristalografía y Mineralogía del Departamento de Ciencias de la Tierra, y un difractómetro Bruker D8 Series Avance 2 del Instituto de Carboquímica del CSIC en Zaragoza. La configuración de los difractómetros ha sido 40Kv y 80 mA con ánodos de Cu y monocromador de grafito para seleccionar la radiación CuKalfa. Los análisis siempre se han realizado sobre muestras en polvo, trituradas manualmente mediante molino de ágata y tamizadas a 53 μm . Las condiciones de medida se establecieron a temperatura ambiente con ángulos 2θ de 3° a 60° y pasos de 0.04° y 0.4 s/paso. Los difractogramas resultantes se han interpretado mediante el software X Powder 12 empleando los fundamentos de Intensidad de Referencia (RIR) de Chung (1974) y el método de Rietveld (Rietveld, 1969).

Las observaciones microtexturales de diferentes litologías se realizaron mediante microscopía electrónica de barrido (SEM) y microscopía electrónica de barrido de emisión de campo (FESEM), en los microscopios electrónicos JEOL JSM 6400 y Carl Zeiss MERLIN, respectivamente, del Servicio de Microscopía Electrónica de Materiales de los Servicios de Apoyo a la Investigación de la Universidad de Zaragoza. Los análisis de identificación elemental se realizaron con los sistemas computerizados de análisis de la energía de los rayos X dispersados INCA 300 X-Sight de Oxford Instruments, con resolución en energía de 133 eV a 5.9 KeV, y el detector EDS INCA 350 de Oxford Instruments, con resolución en energía de 127 eV a 5.9 KeV, que incorporan estos microscopios. Se seleccionaron muestras de diferentes litologías con tamaños de hasta 5 mm^3 y se recubrieron con oro por el procedimiento estándar. Las fotomicrografías se llevaron a cabo en modo de imagen con electrones secundarios.

Las observaciones petrográficas de muestras de areniscas, calizas y yesos se realizaron mediante microscopía óptica convencional de láminas delgadas preparadas por el Servicio de Preparación de Rocas y Materiales Duros (Universidad de Zaragoza). Las láminas de materiales evaporíticos fueron estudiadas en colaboración con el Dr. Josep M^a Salvany, de la Universitat Politècnica de Catalunya.

La **caracterización de la evolución megasecuencial** de los materiales tiene como fin definir las rupturas sedimentarias y unidades genéticas que comprenden el relleno sedimentario de la cuenca. Esta caracterización se ha realizado a partir de la sucesión vertical de asociaciones de litofacies cuantificadas en cada perfil, y de los cambios en la vertical de otras características como variaciones del tamaño de grano (por ejemplo, tamaño de los cantos o proporción de facies de conglomerados frente a la de areniscas y lutitas en las partes medias de abanicos aluviales), o del espesor de los estratos. Los resultados para cada perfil han sido comparados con los de perfiles próximos mediante la correlación con

objeto de establecer pautas generales de evolución del registro sedimentario. La comparación de estos resultados con los resultados estructurales, especialmente los dispositivos geométricos (discordancias angulares, *onlaps*...) desarrollados en el margen de cuenca asociados a las fallas principales, y los datos geoquímicos (análisis de isótopos estables en carbonatos) han permitido definir y caracterizar las rupturas sedimentarias, hacer una propuesta de unidades genéticas y analizar los factores alocíclicos (clima o tectónica) que condicionaron dicha evolución.

La **caracterización paleoclimática** persigue obtener una aproximación a las condiciones ambientales reinantes durante el depósito de los materiales analizados. Éstas controlaron la composición hidroquímica y geoquímica del agua de acuíferos y lagos a partir de la que precipitaron los carbonatos de la Cuenca de Teruel, pero también la mayor o menor densidad de vegetación en el paisaje y la cantidad y tipo de precipitación, aspectos que influyen decisivamente en las posibilidades de erosión de las áreas fuente. El estudio paleoclimático se ha basado en el análisis de la evolución vertical de los valores de isótopos estables de oxígeno y carbono ($\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^{13}\text{C}$) de los carbonatos lacustres. A partir de ellos se realiza una propuesta de curva de evolución paleoclimática para este sector de Iberia durante el Mioceno superior-Pleistoceno, y se caracterizan los distintos sistemas lacustres desarrollados en la zona (*e.g.* Stuiver, 1970, 1975; Kelts y Talbot, 1990; Talbot, 1990; Luzón *et al.*, 2009). Estos resultados han sido la base para el establecimiento de la influencia del clima en la sedimentación y la definición de rupturas sedimentarias controladas por el clima.

Los análisis isotópicos ($\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^{13}\text{C}$) se realizaron en muestras de calcita, en colaboración con el Dr. Clemente Recio, de la Universidad de Salamanca. Las muestras fueron adquiridas sobre roca total mediante una molienda en molino de ágata y tamizado a 53 μm . Para el análisis se emplearon de 10 a 15 mg de polvo de roca lixiviado con 1 ml de H_3PO_4 al 103%. El CO_2 se extrajo siguiendo las técnicas descritas por Walters *et al.* (1972), y en cada una de las extracciones fraccionadas se trató sobre Ag_3PO_4 para eliminar el posible SO_2 liberado. El tratamiento de las muestras y su análisis, empleando un espectrómetro de masas *dual inlet* SIRA-II, se llevó a cabo en el Laboratorio de Isótopos Estables de la Universidad de Salamanca. Las medidas se realizaron en condiciones de vacío (McCrea, 1950), con temperatura de 25°C en la línea de carbonatos y 90°C con el sistema ISOCARB. La precisión del método es 0,2% para $\delta^{18}\text{O}$ y 0,1% para el $\delta^{13}\text{C}$. Los resultados obtenidos de estos isótopos se presentan en relación con el estándar internacional VPDB (Craig 1957; Gonfiantini, 1984).

La **caracterización del marco cronoestratigráfico** se basa en la definición de unidades genéticas y su datación mediante los métodos más adecuados. Para la datación de estas unidades se ha llevado a cabo una revisión detallada de las edades y ubicación de los yacimientos de mamíferos (datación relativa), y de los perfiles magnetoestratigráficos (datación absoluta) tanto previos como los realizados en el contexto de la presente tesis doctoral. La revisión y propuesta de un marco cronoestratigráfico basado en el mayor número de datos posible, es básica para la datación de los depósitos y el cálculo de tasas de sedimentación. La división temporal se ha basado en la escala en bioestratigráfica basada mamíferos continentales neógenos (zonas MN) de Mein (1975), la escala de edad de mamíferos continentales europeos (ELMA) y la escala magnetoestratigráfica global (GPTS) de Ogg (2012). La detallada correlación basada en niveles guía ya comentada, permite dotar de un marco cronológico a aquellas zonas donde no existen datos paleontológicos o magnetoestratigráficos.

El estudio magnetoestratigráfico propio fue realizado en colaboración con el Dr. Emilio Pueyo, del Instituto Geológico y Minero de España. La toma de muestras se realizó utilizando técnicas de perforación estándar y procedimientos de extracción de material blando. Las muestras se consolidaron en los

laboratorios de la Universidad de Zaragoza utilizando silicato de sodio (solución al 50%) y cemento de aluminio (Pueyo *et al.*, 2006). El análisis de las muestras fue realizado en el laboratorio del Departamento de Física Aplicada de la Universidad de Burgos, utilizando un magnetómetro criogénico superconductor 2G 775 y MMTD80A (Magnetic Measurements Ltd) y hornos TD-48 (ASC Scientific Ltd). Se empleó la desmagnetización térmica con diferentes rutinas para alcanzar altas temperaturas a través de 18 pasos. La primera rutina utiliza pasos de 50°C a bajas temperaturas (sólo hasta 400-550°C) y de 20°-30°C a altas temperaturas; la segunda hace incrementos de 50°C hasta 450°C, posteriormente incrementos de 25°C hasta 575°C y finalmente pasos de 20°C hasta alcanzar 680°C. Las direcciones de la magnetización remanente característica (ChRM) se calcularon utilizando el *software* VPD (Ramón y Pueyo, 2012; Ramón, 2013), que permite el estándar de análisis de componentes principales (Kirschvink, 1980) y la técnica de los círculos de desmagnetización (Bailey y Hall, 1984). Para los cálculos estadísticos de las direcciones se aplicó el análisis estadístico de Fisher (1953) utilizando el programa Stereonet (Allmendinger *et al.*, 2012).

1.4.2. Metodología del estudio estructural y morfotectónico

Los estudios integrados de cuencas tectónicamente activas requieren la aplicación de diferentes aproximaciones estructurales y geomorfológicas que se complementan y apoyan entre sí, a la vez que complementan y se apoyan en los datos estratigráficos. El estudio estructural tiene como principal objetivo la caracterización geométrica, cinemática y dinámica de las estructuras tectónicas, tanto de las estructuras mayores como de las estructuras menores reconocidas en afloramiento. De especial importancia, en nuestro caso, es el conocimiento de la cinemática de las estructuras principales, pues su evolución es la que gobierna el desarrollo y evolución de la propia cuenca y de las unidades sedimentarias que la rellenan. El conocimiento de las estructuras tectónicas aporta, por su lado, el marco adecuado en el que poder enmarcar los estudios geomorfológicos y emprender estudios morfotectónicos para comprender la evolución del relieve.

El estudio estructural ha conllevado la aplicación de muy diversas técnicas de trabajo, desde las más clásicas hasta otras más innovadoras. Para facilitar su exposición, estas metodologías han sido agrupadas aquí siguiendo los propios objetivos del análisis estructural: la caracterización geométrica, cinemática y dinámica de las estructuras de deformación.

La **caracterización de la geometría** de las estructuras en este tipo de estudios está especialmente enfocada a conocer las principales estructuras (fallas y pliegues asociados fundamentalmente) que definen la geometría general de la cuenca. La metodología seguida en este caso ha sido el estudio de la zona mediante fotografía aérea (fotogramas a escala 1:18.000 y 1:33.000) para el reconocimiento y cartografía de las principales estructuras de deformación y la elección de los lugares clave para su estudio detallado en campo. En el caso del estudio de fallas, los métodos estructurales sobre el terreno (observación en afloramiento de las superficies de rotura y las estrias de fricción) han completado su caracterización geométrica y también cinemática: longitud, dirección, buzamiento, dirección y sentido de movimiento. El trabajo de campo también ha permitido refinar la cartografía geológica y hacer una cartografía estructural de detalle.

El **estudio de la fracturación** se ha basado también en la cartografía estructural realizada con fotografía aérea (escalas 1:18.000 y 1:33.000), así como en ortofotos (1:5000) y el modelo digital de elevaciones (DEM, paso de malla 5 m). Dicha cartografía se ha realizado de forma manual directamente sobre imágenes georreferenciadas, por lo que la interpretación de lineamientos (indicios topográficos y

visuales de la presencia de estructuras subyacentes) corresponde exclusivamente al criterio del autor. Ello ha permitido filtrar artificios debidos a la red de drenaje, construcciones antrópicas, límites rectilíneos entre áreas con distintos usos del suelo, etc. Para establecer las orientaciones y longitudes de las distintas líneas, se ha recurrido a un proceso automatizado de análisis vectorial empleando el *software* QGis. De esta forma, cada lineamiento está definido por las coordenadas XY de sus dos extremos. La longitud de cada traza es la distancia en línea recta entre esos dos extremos.

Asimismo, se ha realizado una concienzuda revisión bibliográfica en el archivo del Gabinete Geológico de la Diputación de Teruel y en la litoteca del Instituto Geológico y Minero de España para la recopilación de datos del subsuelo. Esta investigación ha permitido obtener abundante información procedente de sondeos y trabajos de prospección geofísica realizados en la cuenca, que ha sido clave para el reconocimiento de marcadores o estructuras sin expresión superficial. Esta información, junto con la información cartográfica y estratigráfica existente, ha sido utilizada para la realización de varios cortes geológicos, transversales a la directriz principal de la cuenca, que han permitido caracterizar su geometría general y sus variaciones espaciales.

La **caracterización cinemática** de las estructuras ha estado basada, fundamentalmente, en la interpretación de la propia dirección de movimiento de las fallas a partir de criterios estructurales en las superficies de rotura o en sus inmediaciones (estrías de fricción u otros marcadores cinemáticos). También se han incorporado los resultados obtenidos del análisis de las relaciones tectónica-sedimentación a distintas escalas y la evaluación de la variación temporal del salto y de la subsidencia asociados al movimiento de las fallas principales. En relación con el estudio de las relaciones tectónica-sedimentación, se han investigado y definido los principales dispositivos geométricos (discordancias angulares, *onlaps* rotativos o no rotativos...) y se han analizado en relación con las fallas y conjuntos estratigráficos a los que se asocian. El análisis en detalle de estas relaciones ha permitido la reconstrucción en algunos casos de los sucesivos episodios de movimiento de fallas individuales y la correlación de estos episodios, en el marco de la arquitectura estratigráfica 3D del relleno sedimentario, evaluar la actividad tectónica a escala regional, localizar los principales depocentros y su evolución temporal. Asimismo han permitido una precisa caracterización de los límites entre las unidades genéticas propuestas.

Otra fuente de información cinemática de las fallas principales ha procedido del estudio morfotectónico de la región. Por tratarse de un área activa, la tectónica es causante de la modificación del relieve, de forma que éste puede ser utilizado a su vez como marcador de las deformaciones posteriores. El estudio morfotectónico del área ha conllevado la cartografía, a partir de la fotografía aérea, de las superficies de erosión reconocidas en los márgenes de la cuenca y sus superficies de colmatación correlativas. El análisis de la relación entre esas superficies y las fallas principales ha permitido evaluar los desplazamientos verticales o, en su caso, reconocer fallas que son arrasadas por dichas superficies.

Mediante la utilización de marcadores o superficies de referencia deformadas, tanto estratigráficas como geomorfológicas, se han podido caracterizar los saltos de las principales fallas. La evaluación del desplazamiento de las fallas se ha realizado en algunos casos en términos de desplazamiento vertical, considerando únicamente la separación vertical de los marcadores, y en otros como desplazamiento total, teniendo en cuenta la dirección de movimiento sobre el plano de falla. A partir de ellos se han calculado tasas de desplazamiento vertical y de desplazamiento total para distintos intervalos de tiempo. Para poder realizar estos cálculos ha sido necesario contar con dataciones lo más precisas posibles de los marcadores desplazados; de ahí la necesidad y la importancia de disponer de un buen marco cronoestratigráfico.

La **caracterización dinámica** de las estructuras, esto es de los campos de esfuerzos bajo los que han actuado, permite analizar la evolución de la cuenca en su contexto tectónico regional. Esto es especialmente relevante si los campos de esfuerzos reconstruidos, y su evolución temporal, se ponen en relación con las etapas de actividad de las fallas principales. La metodología específica en este caso, además de la revisión de datos previos, ha sido la interpretación y análisis de paleoesfuerzos a partir de muestras de poblaciones fallas (con estrías o sin ellas) y de otras mesoestructuras discontinuas (lineaciones de disolución en cantos o fracturas), tomadas en estaciones de medida repartidas por toda la cuenca. En este trabajo, las estaciones de medida se han situado tanto en los márgenes de la cuenca, es decir, en las proximidades de fallas principales, como en las áreas intracuencales. Asimismo, se ha intentado tomar datos en todas las unidades sedimentarias, a fin de que abarquen el mayor rango de edades posible. Todo ello, con el objetivo de caracterizar espacialmente el campo de esfuerzos, así como su evolución temporal.

Las fallas con estrías se han analizado siguiendo la metodología propuesta por Casas *et al.* (1990), quienes formulan un protocolo de uso combinado de tres métodos de análisis. Primero se aplica el método de diedros rectos (Pegoraro, 1972; Angelier y Mechler, 1977), procedimiento geométrico que, tras identificar los diedros de compresión y extensión asociados a las fallas (aquellos que contienen los ejes σ_1 y σ_3 respectivamente) proporciona una estimación inicial de las direcciones de esfuerzos. Para su aplicación se ha empleado el *software FaultKin* de Allmendinger (2006). Los resultados de este método guían la aplicación del método del diagrama y-R (Simón, 1982, 1986), el cual proporciona la orientación del eje de esfuerzos horizontal máximo (σ_y) partiendo del supuesto de que uno de los ejes principales es vertical. De esta forma, los tensores de esfuerzos quedan representados únicamente por dos parámetros que pueden ser tratados en un diagrama 2D: el parámetro y , acimut del eje σ_y , y el parámetro R , relación de esfuerzos en la ecuación de Bott (1959), siendo $R = (\sigma_z - \sigma_x) / (\sigma_y - \sigma_x)$. Los pares de valores (y, R) que satisfacen una falla individual dan lugar a una curva; las zonas donde las curvas se intersecan (nudos) proporcionan un espectro preliminar de todas las posibles soluciones y de su importancia relativa en la población de fallas (Simón, 1982, 1986). El método ha sido puesto en práctica mediante la aplicación *Y-graph* (Calvín *et al.*, 2014), teniendo en cuenta las consideraciones en el reconocimiento de nudos expuestas por Liesa y Lisle (2004). Finalmente, se aplica el método de Etchecopar (Etchecopar *et al.*, 1981; Etchecopar, 1984), que permite revisar las soluciones sugeridas por el método de los diedros rectos y por el diagrama y-R y definir mejor una solución final (Casas *et al.*, 1990; Liesa, 2000). El método de Etchecopar es un método numérico que, a partir de la minimización de los ángulos entre las estrías reales y teóricas, genera una solución completa con la orientación de los tres ejes de esfuerzos principales y la relación de esfuerzos $R_e = (\sigma_2 - \sigma_3) / (\sigma_1 - \sigma_3)$. Este método permite, además, la separación de distintos tensores de esfuerzos mediante un adecuado manejo de los porcentajes de datos sometidos a minimización (Etchecopar *et al.*, 1981; Etchecopar, 1984; Liesa y Lisle, 2004). Para su aplicación se ha utilizado el programa *Faille* (Etchecopar *et al.*, 1981; Célérier, 2011).

Las fallas sin estrías se han analizado utilizando el método de inversión de esfuerzos propuesto por Lisle *et al.* (2001), que toma únicamente en cuenta la orientación del plano de falla y el sentido de movimiento. Este método se basa en el hecho de que la componente según el buzamiento (componente de *dip slip*) de una falla con un ángulo de buzamiento γ se vincula al signo del gradiente del esfuerzo normal σ / γ . Si esta información está disponible para planos de falla con orientación diferente (bien sean de nueva formación o reactivados), puede acotarse la orientación de los ejes principales de esfuerzos. El algoritmo compara sistemáticamente el valor de esfuerzo normal calculado para la falla observada con el

calculado para un plano de falla imaginario con un buzamiento ligeramente mayor. Posteriormente, un procedimiento de búsqueda en malla (*grid search*) permite la recopilación de todos los tensores de esfuerzos compatibles con las fallas observadas y con sus respectivos sentidos de movimiento. Normalmente aparece un elevado número de soluciones compatibles. Las orientaciones modales de los respectivos ejes de esfuerzos principales son representados en un estereograma, mientras que las relaciones de esfuerzos $R = (\sigma_z - \sigma_x)/(\sigma_y - \sigma_x)$ se representan en un histograma de frecuencia. El análisis se ha realizado en una primera aproximación mediante el programa *Dip Slip* desarrollado por Lisle *et al.* (2001), y se ha refinado posteriormente mediante el paquete informático FSA de Célérier (2011).

El análisis de cantos estriados (o, más propiamente, de lineaciones de disolución en cantos) se ha realizado siguiendo los criterios metodológicos propuestos por Simón (2006, 2007). A partir de la distribución de sus ángulos de incidencia con la superficie del canto, este autor demuestra que dichas lineaciones de disolución reflejan las trayectorias de flujo de la matriz, lo que obliga en principio a analizar el proceso desde un punto de vista cinemático. Sin embargo, cabe una aproximación dinámica sencilla al utilizar sólo la orientación de los picos estilolíticos ortogonales a la superficie del del canto, y considerar éstos estadísticamente paralelos al eje de esfuerzos σ_1 (del mismo modo que los picos estilolíticos 'convencionales' en rocas solubles: Arthaud y Mattauer, 1969). Con carácter particular, el análisis se simplifica si la deformación se produce con notable reducción de volumen, ya que las trayectorias de los granos de la matriz tienden a hacerse paralelas entre sí en todo el entorno del canto (Simón, 2006, 2007). En tal caso, las lineaciones medidas en cualquier cara del canto dan un máximo de orientación con una dispersión pequeña, que también puede ser considerado estadísticamente paralelo al eje σ_1 del tensor de esfuerzos.

2. Estratigrafía

2.1. El método de correlación cronoestratigráfica

2.2. Descripción sintética de los perfiles

2.3. Datación de los sedimentos

**2.4. El modelo cronoestratigráfico para el sector
norte de la Cuenca de Teruel**

2. ESTRATIGRAFÍA

Uno de los objetivos de este estudio, tal y como se ha expuesto con anterioridad, es mejorar el marco estratigráfico existente en el sector norte de la Cuenca de Teruel, que está definido por un gran número y diversidad de unidades litoestratigráficas clásicas (formales e informales) pero donde son poco conocidas sus relaciones laterales y verticales. El objetivo final ha sido la caracterización de la arquitectura estratigráfica, y, a partir de ésta, la definición de unidades aloestratigráficas, es decir, unidades estratigráficas limitadas por discontinuidades y sus conformidades correlativas (Mitchum *et al.*, 1977; Pardo *et al.*, 1989) que caractericen el registro sedimentario del sector estudiado. Ello ha requerido un estudio estratigráfico centrado especialmente en reconocer la evolución vertical del conjunto sedimentario en los perfiles estratigráficos estudiados. Esta evolución ha sido, en ocasiones, difícil de establecer, como en aquellas zonas en las que los materiales presentan características litológicas muy homogéneas o la serie estratigráfica presenta escaso espesor. El objetivo de este capítulo es mostrar los resultados obtenidos del levantamiento y análisis de perfiles estratigráficos en los depósitos neógenos del sector norte de la Fosa de Teruel.

Se han levantado un total de 72 perfiles que suponen unos 5000 m de serie. Los perfiles se han realizado siguiendo *grosso modo* nueve transversales de orientación aproximada W-E o NW-SE, con 4 km de espaciado medio entre ellas, y denominadas, de sur a norte, como transversales de Teruel, San Blas, Tortajada, Celadas, Peralejos, Alfambra, Orrios, Villalba Alta y Los Alcamines (Fig. 2.1). Cada transversal está constituida por entre 6 y 13 perfiles.

Con el fin de conseguir una lectura más ágil, y dado el carácter multidisciplinar de esta tesis, en este capítulo se recoge una descripción sintética de los perfiles estratigráficos estudiados (la descripción detallada de cada perfil se encuentra en el Anexo 1). Antes de pasar a dicha descripción se van a sintetizar, primero, los niveles guía o fotogeológicos que han permitido la correlación establecida entre perfiles, la cual se irá presentando junto a aquéllos como una manera de ir definiendo la arquitectura estratigráfica de los depósitos. Acabaremos el capítulo de estratigrafía incluyendo aquéllos aspectos relativos a la datación de los sedimentos, especialmente integrada en la arquitectura estratigráfica con el fin de proponer un modelo cronoestratigráfico válido para el sector norte de la Cuenca de Teruel.

2.1. EL MÉTODO DE CORRELACIÓN ESTRATIGRÁFICA

La correlación estratigráfica ha estado basada, primero, en el reconocimiento de determinados niveles estratigráficos que debido a alguna peculiaridad litológica, estructural o de contenido faunístico es fácilmente reconocible (niveles guía) o que por su reflejo en el relieve (*e.g.* un nivel de calizas intercalado en una serie detrítica o el contacto entre dos paquetes potentes de distinta litología) puede ser fácilmente seguido físicamente en campo o por medio de la fotografía aérea (nivel fotogeológico).

El método de correlación en cada transversal se ha basado principalmente en el seguimiento físico (en campo) de niveles estratigráficos concretos (niveles guía locales) por lo que dicha correlación es bastante robusta. El seguimiento y cartografía de estos niveles guía locales en cada transversal, y en la medida de lo posible, para toda la región de estudio, se ha realizado también a partir del estudio fotogeológico de pares estereoscópicos de fotos aéreas a escala 1:30.000 y 1:18.000 y del análisis de ortoimágenes de alta resolución (escala 1:5000). En el sector centro-meridional y occidental se ha podido

realizar un seguimiento aceptable gracias a los resaltes generados por la distinta competencia entre conjuntos de lutitas y calizas que forman las muelas calcáreas que se extienden desde Alfambra hasta Teruel. Debido a las condiciones de afloramiento (cuenca sinclinal con pequeña incisión del río Alfambra en su parte central y limitada incisión de los barrancos laterales afluentes), los niveles de correlación no presentan en muchos casos una gran extensión areal. Además, la importante regularización de las laderas, sumado a la poca competencia de los materiales, hace que el seguimiento de niveles guía o fotogeológicos entre las distintas transversales sea, a veces, complicado. Esto es especialmente notable en la zona septentrional (transversales de Orrios y Villalba Alta), donde la cuenca se estrecha considerablemente y salvo los asociados a la incisión del río Alfambra, apenas existen afloramientos de calidad. Del mismo modo, en la zona oriental (al pie de la Sierra del Pobo), la presencia de facies de conglomerados y areniscas poco incididas por la erosión fluvial y el basculamiento de la cuenca hacen que los afloramientos sean muy discontinuos, especialmente en relación con la serie más antigua que apenas queda expuesta.

Con objeto de llevar a cabo y realizar una propuesta de correlación precisa a lo largo de toda la región de estudio, los niveles guía locales establecidos en cada transversal y, sobre todo, aquéllos que pudieron ser seguidos entre distintas transversales permitieron construir un armazón 3D e ir ordenando en la vertical (temporalmente) dichos niveles guía y fotogeológicos. Establecido este armazón, todos los niveles fueron ordenados correlativamente, de más antiguo a más moderno, de manera que números más altos se corresponden con niveles estratigráficos más modernos. En este proceso se tuvieron en cuenta las siguientes consideraciones. En aquellos casos en los que varios niveles se situaban estratigráficamente y cronológicamente muy próximos en distintas transversales pero no fue posible establecer su correlación ni su posición relativa con exactitud, éstos niveles fueron agrupados con un mismo valor numérico y denominados con el nombre de "grupo". En estos casos, se ha asignado una sigla que hace referencia a la transversal en la que se han reconocido (te: Teruel; s: San Blas; t: Tortajada; c: Celadas; p: Peralejos; a: Alfambra; o: Orrios; v: Villalba Alta; la: Los Alcamines). Así, y a modo de ejemplo, el Grupo 3 incluye los niveles 3, 3t y 3a identificados en las transversales de Teruel, Tortajada y Alfambra, respectivamente. Por el contrario, si la posición de un nivel local era claramente intermedia entre niveles locales de otra u otras transversales, ese nivel fue considerado como un nivel diferente y se le asignó un nuevo número (e.g. nivel 4 situado entre el nivel 3 y 5 de Teruel).

2.1.1. Los niveles y grupos de correlación

En el sector norte de la Cuenca de Teruel se han distinguido, en conjunto, 20 niveles o grupos guía o fotogeológicos. A continuación incluimos una breve descripción de los mismos y los perfiles y transversales en los que fueron reconocidos. Como ya ha sido comentado, los niveles están ordenados correlativamente, de más antiguo a más moderno, en la serie estratigráfica.

El nivel 1 es, en el perfil Te-5 de la transversal de Teruel, un paquete de 3 m de conglomerados grises clastosoportados, con cantos carbonatados y silíceos de hasta 20 cm de diámetro, intercalado en una serie de lutitas rojas y naranjas con intercalaciones de areniscas marrones y pasa, hacia el perfil Te-6, a un nivel de areniscas naranjas.

El grupo 2 incluye en nivel 2 en la transversal de Teruel y los niveles locales 2c (transversal de Celadas) y 2a (transversales de Peralejos y Alfambra). El nivel 2 es también un paquete (1-3 m) de conglomerados clastosoportados con cantos carbonatados y silíceos de hasta 40 cm de diámetro

intercalados en una serie de lutitas rojas y naranjas con intercalaciones de areniscas marrones (perfiles Te-5 y Te-6). Del mismo modo, el nivel 2c es un potente (6-10 m) nivel de conglomerados grises clastosoportados intercalado en una serie de areniscas marrones, con cantos, y lutitas rojas masivas (perfiles Ce-7 y Ce-8). El nivel 2a también está constituido por un nivel de conglomerados grises de escala métrica, con cantos carbonatados y silíceos de 15-35 cm de diámetro, intercalado en una serie lutítica (perfiles Pe-2, Pe-3 y Pe-4 en Peralejos y perfiles Al-1 y Al-2 en Alfambra), el cual pasa a un nivel métrico de carbonatos nodulosos blancos (perfiles Pe-5 y Pe-6).

En el grupo 3 se incluyen los niveles guía 3 de la transversal de Teruel y 3t en la transversal de Tortajada. El nivel 3 es un nivel de yesos masivos amarillentos de 2-3 m de espesor con margas verdes, intercalados en una serie de lutitas rojas y anaranjadas, y que se ha reconocido y seguido entre los perfiles Te-4 y Te-5. El nivel 3t es un paquete de calizas y margocalizas grises de 1-5 m de espesor intercalado en una serie de yesos microcristalinos masivos o laminados (perfiles To-4 y To-5) o en lutitas masivas rojas (perfiles To-6 y To-7).

El nivel 4 es un estrato de 1-2 m de espesor y geometría tabular de areniscas marrones de grano grueso y de gran continuidad lateral (perfiles Te-1 y Te-2) intercalado en una serie de lutitas naranjas.

El grupo 5 está constituido por los niveles locales 5, 5c y 5a distinguidos en las transversales de Teruel, Celadas y Alfambra, respectivamente. Los niveles 5 y 5c son, de nuevo, un paquete de conglomerados grises y geometría tabular y bases canaliformes de 2-2,5 m de espesor, con cantos calcáreos subredondeados a redondeados de hasta 10 cm de diámetro, que aparece intercalado en una potente alternancia de lutitas anaranjadas y areniscas marrones y naranjas (perfiles Te-1, Te-2, Ce-7 y Ce-8). El nivel 5a, en cambio, es un potente paquete de carbonatos nodulosos blancos ca. 4m de espesor incluido entre dos niveles de calizas en la parte superior de una serie potente de carbonatos nodulosos (perfiles Al-5 y Al-6).

El nivel 6 es un nivel guía y de correlación de amplia distribución en el sector norte de la Cuenca de Teruel y ha sido reconocido en las 6 transversales más meridionales, o transversales de Teruel (perfiles Te-5 y Te-6), San Blas (perfiles SB-6 a SB-9), Tortajada (To-4 a To-6), Celadas (Ce-4 a Ce-7), Peralejos (Pe-1 a Pe-7) y Alfambra (Al-3 a Al-6). En la mayor parte de los casos, este nivel se sitúa hacia la base de un paquete carbonatado, a veces con espesor decamétrico, normalmente constituido por calizas y limos carbonatados blancos y margas blancas, negras y grises, y que está superpuesto a una serie, también de espesor decamétrico, normalmente constituida por facies aluviales (lutitas y, en menor medida, areniscas y conglomerados). Normalmente, este contacto tiene asociado un escarpe topográfico fácilmente reconocible. En las partes centrales de la cuenca los materiales inferiores están constituidos por facies palustres y lacustres (e.g. perfil SB-8, Pe-4 a Pe-7 o Al-6). En algunas partes, las calizas superiores han pasado lateralmente a un nivel métrico de carbonatos nodulosos blancos (perfil Pe-2) y, en la transversal de Tortajada y Celadas, han pasado a ser un nivel de yesos intercalado en una serie detrítica (perfiles To-5, To-6, Ce-5 y Ce-6) o en más yesos (To-4 y Ce-4).

El nivel 7 (nivel 7a en la transversal de Alfambra) tiene también una gran distribución geográfica y se localiza próximo al contacto entre la potente serie carbonatada inferior, antes descrita, y un potente (> 10 m) conjunto superior, bien de lutitas y margas que intercalan carbonatos nodulosos y areniscas marrones (perfiles Pe-7 a Pe-9, To-1, To-2, Ce-5 y 6, y Al-4) o bien de margas grises y verdes con intercalaciones de calizas grises (Al-5 a Al-7).

El nivel 8 es un paquete de conglomerados grises clastosoportados, de 3,5 m de espesor,

constituido por cantos carbonatados y silíceos de hasta 60 cm de diámetro y que aparece intercalado en una serie esencialmente lutítica (perfil Pe-9) o entre más conglomerados pero con cantos de menor diámetro (perfiles Pe-10 y Pe-11).

El nivel 9, al igual que el nivel 6, ha sido reconocido en las seis transversales meridionales de la región de estudio (perfiles Te-2 a Te-5, SB-6 y SB-7, To-1 a To-6, Ce-1 a Ce-5, Pe-2 y Pe-5 a Pe-8 y Al-4 a Al-7). Se sitúa, también, con la base de un potente paquete (> 10 m) de calizas blancas y margas blancas y negras y, en menor medida, de limos carbonatados que está superpuesto a una potente serie (> 10 m) de lutitas anaranjadas con intercalaciones de carbonatos nodulosos naranjas y blancos. En algunos perfiles de las partes centrales de la cuenca, los materiales inferiores están constituidos por limos carbonatados blancos (perfiles To-2 y To-3, Ce-1 y Ce-2, y Pe-8) o por margas con intercalaciones de calizas, ambas blanquecinas (perfiles Ce-3, Pe-2, Pe-5, a Pe-7, Al-5 a Al-7). Este nivel ha sido correlacionado en los perfiles To-4, Ce-4 y Ce-5 dentro de un potente paquete de yesos blancos.

El grupo 10 reúne a los niveles locales 10 y 10p diferenciados en las transversales de Orrios y Peralejos, respectivamente. El nivel 10 es un paquete métrico de calizas blanco-amarillentas (mudstone a packstone de gasterópodos) intercaladas entre margas blancas y negras (Or-2) o entre limos arenosos grises-marronáceos (Or-3). El nivel 10p, en cambio, es un paquete métrico de conglomerados clastosoportados intercalado entre areniscas (Pe-10) o entre más conglomerados (Pe-11).

En el grupo 11 se incluyen niveles de correlación locales relativamente dispares desde el punto de vista litológico pero con una posición estratigráfica similar que se han reconocido en las transversales centrales y septentrionales de Peralejos (11p), Alfambra (11a), Orrios (11), Villalba Alta (11 y 11v) y Los Alcamines (11La). El nivel 11 en Orrios (Or-3 a Or-5) es un paquete métrico de calizas, en este caso, intercalado entre niveles métricos de limos carbonatados grises-marronáceos y en Villalba Alta (Vi-1 y Vi-2) la base de un nivel métrico de limos carbonatados grises-marronáceos intercalado entre calizas y margas grises. El nivel 11v se corresponde con un estrato de carbonatos nodulosos grises (Vi-3) o naranjas (Vi-4) intercalados en una potente serie esencialmente lutítica. En cambio, el nivel 11p en la transversal de Peralejos es un nivel de conglomerados clastosoportados grises con mayor continuidad lateral que el resto de niveles de conglomerados entre los que está intercalado (perfiles Pe-10 y Pe-11) y el nivel 11a un nivel de areniscas marrones a techo de un nivel de paleosuelos (LA-1 y LA-2). También el nivel 11a, en Alfambra, se corresponde con un nivel de conglomerados clastosoportados con gran continuidad lateral en una serie conglomerática del margen este de la cuenca (perfil Al-10) que pasa, hacia el centro de la cuenca, a carbonatos nodulosos naranjas intercalados en una serie esencialmente lutítica (perfil Al-9).

El grupo 12 reúne también niveles de correlación locales reconocidos en las transversales de Alfambra (nivel 12a) y Villalba Alta (niveles 12 y 12v). El nivel 12a se corresponde con un nivel (> 2m) de conglomerados grises clastosoportados dentro de una serie esencialmente conglomerática (perfiles Al-10 y Al-11) que destaca por el gran tamaño de los cantos (de hasta 80 cm de diámetro). El nivel 12v es también un paquete métrico de conglomerados grises clastosoportados de cantos calcáreos de gran tamaño (hasta 75 cm, con mayor tamaño hacia el este) y que ha sido reconocido en los perfiles Vi-4 a Vi-6. Justo estratigráficamente por debajo se sitúa el nivel 12 que se corresponde con un nivel métrico de areniscas marrones (Vi-4) que pasan hacia el oeste a limos carbonatados naranjas (Vi-3) y a un nivel de margas desarrollado sobre un paquete métrico de calizas (Vi-1 y Vi-2).

El grupo 13 reúne los niveles guía locales 13 de la transversal de Alfambra y 13te de la transversal de Teruel. Este grupo de correlación está muy próximo estratigráficamente al grupo anterior. El nivel 13 es un nivel de carbonatos nodulosos naranjas (Al-9) que pasa al oeste a un nivel de calizas de 2 m (Al-8),

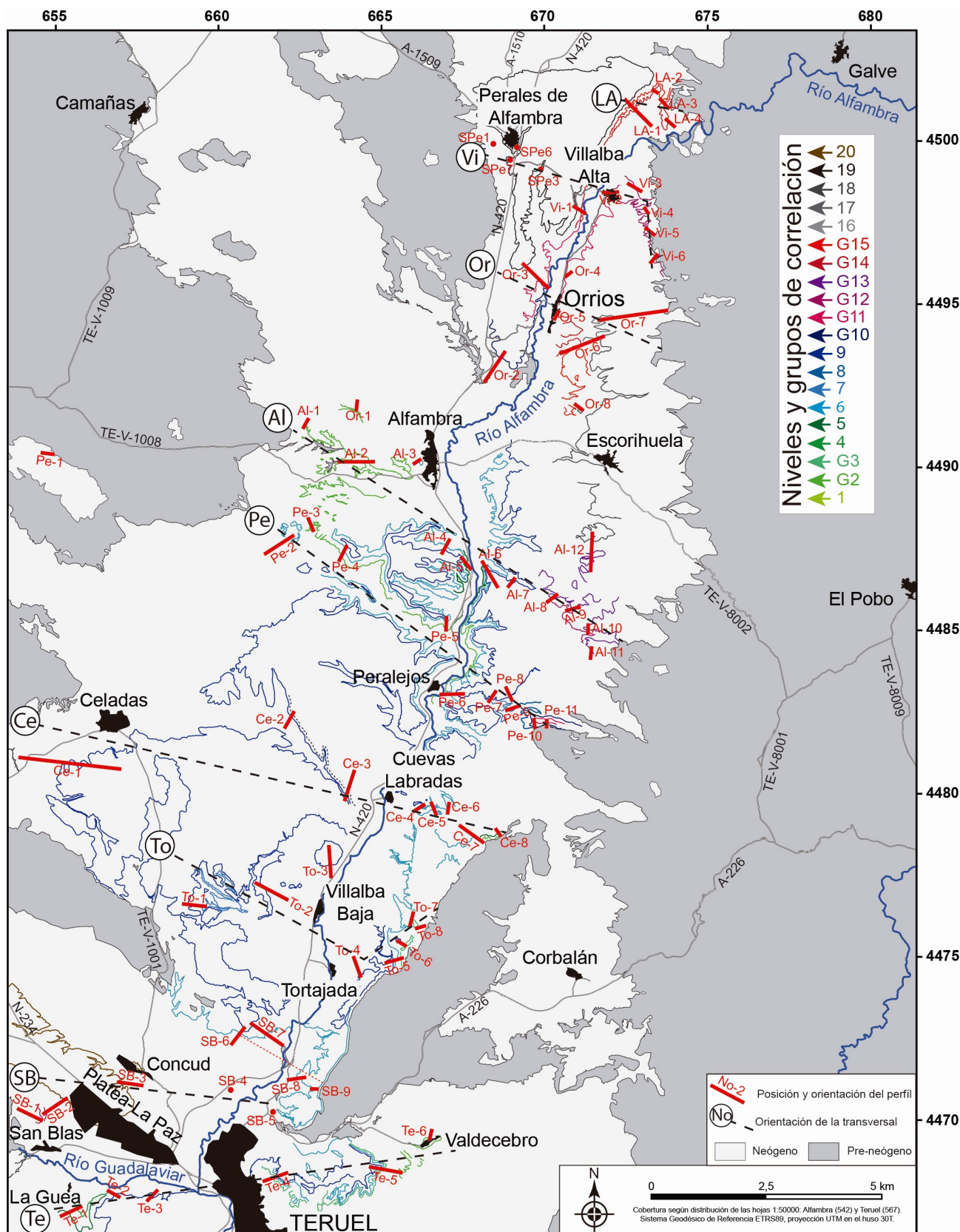


Fig. 2.1. Cartografía de los niveles y grupos de correlación diferenciados en el sector norte de la Cuenca de Teruel (ver explicación en el texto). Se incluyen también las secciones estudiadas y la posición de las transversales de correlación, que de sur a norte, son: Teruel (Te), San Blas (SB), Tortajada (To), Celadas (Ce), Peralejos (Pe), Alfambra (Al), Orrios (Or), Villalba Alta (VA) y Los Alcamines (LA). Los nombres de los perfiles están formados por la sigla de la transversal a la que pertenecen y son numerados en orden correlativo desde el oeste hacia el este. SPe1, SPe3, SPe6 y SPe7 se refieren a información de sondeos en la transversal de Villalba Alta.

ambos intercalados en una serie lutítica. El nivel 13te se corresponde también con un nivel de carbonatos nodulosos naranjas que se sitúa intercalado entre dos niveles de lutitas rojas y verdes muy próximo a un cambio litológico de una serie inferior (3-10 m) esencialmente arcillosa a otra superior (3-15 m) carbonatada reconocida en los perfiles Te-2 y Te-3.

El grupo 14 incluye los niveles de correlación locales 14s (transversal de San Blas), 14o (Orrios) y 14 (Villalba Alta y Los Alcamines). El nivel 14s se corresponde con un nivel guía situado a techo de unas capas de areniscas (perfiles SB-1 y SB-2). El nivel 14o se corresponde con un nivel de unos 60 cm margas masivas negras intercaladas entre calizas (Or-5 y Or-6) o entre lutitas marrones-rojizas (Or-7). El nivel 14 en la transversal Los Alcamines es un nivel fotogeológico en el margen oriental de la cuenca que se corresponde con un cuerpo de escala métrica de conglomerados calcáreos grises (LA-2 a LA-4) que pasa hacia el oeste a carbonatos nodulosos naranjas (LA-1) y hacia el sur (Villalba Alta) a un nivel de carbonatos blancos intercalado entre lutitas naranjas (Vi-1).

El grupo 15, al igual que el anterior, reúne niveles de correlación locales reconocidos en las transversales de Orrios (nivel 15o), Villalba Alta (15) y Los Alcamines (15). El nivel 15o es un nivel de carbonatos nodulosos marrónáceos, de 2,5 m de espesor, con estructura prismática que aparece intercalado en una serie detrítica constituida por una alternancia de areniscas marrones y grises y lutitas rojas y marrones (perfiles Or-6 y Or-8). El nivel 15 es un nivel de conglomerados blancos clastosoportados de unos 2 m de espesor intercalado en una potente serie esencialmente lutítica (LA-1) que pasa lateralmente, hacia el noreste (LA-2 y LA-3) y hacia el suroeste (Vi-1) a un nivel de areniscas naranjas intercalado en la serie lutítica.

El nivel 16 se ha reconocido en las transversales de Villalba Alta (Vi-1) y Los Alcamines (LA-1 a LA-3), donde se corresponde con un estrato o conjunto de estratos de areniscas naranjas de reducido espesor intercaladas en una potente serie lutítica.

Del mismo modo, el nivel 17, distinguido en la transversal de Orrios, representa un nivel de areniscas marrones, de < 2 m de espesor, que se ha seguido para correlacionar los perfiles Or-6 y Or-7.

El nivel 18 también se ha reconocido exclusivamente en la transversal de Orrios (Or-6 y Or-8) y muy próximo estratigráficamente al nivel anterior. Este nivel se corresponde con 2,5 m de limos carbonatados grises intercalados en una potente serie esencialmente detrítica (lutitas y areniscas). En el perfil Or-6 bajo este nivel destacan 3-4 m de margas con intercalaciones de calizas.

El nivel 19 reconocido en las transversales de Orrios, Villalba Alta y Los Alcamines se corresponde con la base de un nivel de conglomerados amarillentos de 1-5 m de espesor y que representa la superposición de una serie detrítica grosera, en la que dominan los conglomerados, sobre otra compuesta casi exclusivamente por lutitas y areniscas (perfiles Or-3, Vi-1 y LA-1) y, localmente, con calizas y limos carbonatados (Or-8).

Finalmente, el nivel 20, y de un modo similar al nivel anterior, se corresponde con la base de un nivel de conglomerados grises clastosoportados de 1-2 m de espesor que aparece sobre una potente serie detrítica de lutitas y areniscas (SB-2 a SB-4) y que también representa el primero de otros niveles de conglomerados que aparecen posteriormente. Este nivel de correlación se ha diferenciado del anterior porque, como veremos, ambos están incluidos en crones diferentes y superpuestos.

2.1.2. El marco de correlación

La correlación en detalle de las series levantadas en cada una de las transversales estudiadas en el sector norte de la Cuenca de Teruel (de sur a norte: Teruel, San Blas, Tortajada, Celadas, Peralejos, Alfambra, Orrios, Villalba Alta y Los Alcamines) se presenta en la descripción de la serie estratigráfica realizada en la siguiente sección de esta memoria. Allí se introduce paulatinamente, de perfil a perfil en una misma transversal o entre distintas transversales, los niveles guía y fotogeológicos utilizados en la correlación de las series estratigráficas. Cuando un nivel perdía su continuidad y para minimizar la imprecisión que puede surgir, se ha intentado siempre seguir el nivel más próximo en la vertical con mayor continuidad lateral. Si la continuación de un nivel fotogeológico o guía entre perfiles no era posible, se ha recurrido a la correlación basada en características litológicas o cronoestratigráficas, siempre y cuando la separación física entre los perfiles fuera de escasas decenas de metros (e.g. perfiles AI-7 y AI-8; perfiles SB-3, SB-4 y SB-5). Asimismo, en ocasiones el criterio utilizado ha sido paleontológico, utilizando la edad de los yacimientos fósiles para perfiles de distintas transversales o muy alejados entre sí.

En la figura 2.1 se presenta la cartografía de los niveles de correlación utilizados en este trabajo, la cual constituye el marco de correlación de las series estratigráficas estudiadas. Los niveles que mayor continuidad y extensión presentan entre las distintas transversales se localizan, como hemos dicho, entre Teruel y Alfambra y son los niveles 6, 7 y 9. Además, los niveles 10, 11, 12, 14, 15, 18 y 19, aunque con una extensión bastante menor, han sido claves para la correlación de la zona más septentrional, entre Orrios y Los Alcamines. Estos niveles han sido tomados de referencia y, el resto de niveles fueron, dado su carácter más local, numerados respecto a ellos, en orden ascendente o descendente atendiendo a su situación (por encima o por debajo, respectivamente) de uno de estos niveles de referencia.

El análisis de los niveles de correlación a partir de la cartografía (Fig. 2.1) y de los paneles de correlación correspondientes a las distintas transversales, permite concluir que: i) los niveles fotogeológicos y guía 1 a 9 afloran desde Teruel hasta Alfambra y a partir de ellos se puede establecer una buena división temporal de la parte inferior de la serie neógena; ii) los niveles 10 a 14 se pueden reconocer en todo el área, desde Teruel hasta Villalba Alta, y permiten correlacionar la parte media-superior de la serie; y iii) los niveles 15 a 20 sólo han sido reconocidos en las zonas de Orrios-Villalba Alta (extremo septentrional de la cuenca) y San Blas (parte sur occidental) y permite subdividir la serie más moderna.

Un sector en el que todavía permanecen algunas incertidumbres en la correlación es entre la zona del Valle del Alfambra y el sector de Corbalán, donde debido a la presencia de la Falla de Tortajada y Sierra Gorda se rompe la continuidad física entre los afloramientos. Además, en la zona de Corbalán no se ha podido reconocer ningún nivel fotogeológico y tampoco existen datos ni biocronológicos ni magnetoestratigráficos. En este caso, sólo se ha podido realizar una correlación aproximada basada en las características de grandes conjuntos litológicos.

2.2. DESCRIPCIÓN SINTÉTICA DE PERFILES

En este apartado se presenta una descripción sintética de los perfiles levantados (la descripción detallada se recoge en el Anexo 1). Esta descripción, como se ha dicho, se va a hacer de sur a norte siguiendo las transversales diferenciadas y, a la vez, se van a ir introduciendo los elementos de correlación utilizados entre perfiles.

Para cada transversal se incluye una figura en la que aparecen representados y correlacionados los perfiles incluidos en dicha transversal, indentificados por su nombre completo y su sigla (e.g. Fig. 2.2). Esta figura incluye un detalle del mapa de la figura 2.1 con la localización geográfica de los perfiles y la cartografía de los niveles empleados para la correlación de estos perfiles. Todos los perfiles están representados con la misma escala vertical para facilitar la comparación de espesores entre los mismos dentro de una transversal y entre distintas transversales. En la correlación realizada entre los perfiles aparecen identificados, con su correspondiente número y sigla, los niveles de correlación empleados, como han sido establecidos en el apartado anterior. En cada perfil se incluye, además, la posición estratigráfica de los yacimientos paleontológicos (con distinto símbolo si se encuentran sobre dicho perfil o si se han correlacionado físicamente desde localidades cercanas) y los perfiles magnetoestratigráficos (una vez tratados y revisados como se indica en el apartado 2.3 de esta memoria) existentes. En cada transversal se incluye una tabla con los nombres y zonas MN asignados a cada yacimiento (ver apartado 2.3), ordenados según su posición estratigráfica, y también de los perfiles magnetoestratigráficos.

En la **descripción sintética de cada perfil** se indica su situación respecto a la localidad más próxima así como a otros elementos representados en la cartografía 1:50000 del Mapa Topográfico Nacional. Se incluyen las coordenadas UTM de base y techo (*Datum* ETRS89) y diferentes indicaciones para que la zona por la que se ha levantado pueda reconocerse fácilmente en campo. En un **apartado de características litológicas** se comentan resumidamente sus características principales exponiéndose de forma objetiva y resumida los datos recogidos en campo, incluyendo litologías, texturas, estructuras sedimentarias, geometría de los estratos y, en su caso, contenido fósil; no se trata de una descripción por tramos, sino agrupando los materiales en conjuntos litológicamente homogéneos, que en muchos casos coinciden con las asociaciones de litofacies posteriormente definidas en el capítulo 3. Se incluye además (cuando ha sido posible) la **datación** de materiales que integran el perfil inferida a partir de la posición de yacimientos o perfiles magnetoestratigráficos existentes o correlacionados. En un apartado final se incluyen las **relaciones geométricas** (discordancias, *onlaps*, contactos mecánicos...) observadas en el campo entre los materiales que componen el perfil o sobre los que éstos se apoyan o ponen en contacto y la correlación con los perfiles más próximos (especialmente con el anteriormente descrito), indicando cómo se ha realizado y los principales niveles guía utilizados.

Como se ha dicho anteriormente, la descripción detallada de cada perfil aparece recogida en el Anexo 1. Allí, la representación gráfica de los perfiles se ha realizado a escala 1:300 tratando de mostrar todas las características incluidas en la descripción detallada: potencia de estratos, características litológicas y texturales, estructuras sedimentarias, contenido fósil, paleocorrientes deducidas y localización de las muestras estudiadas en este trabajo. En cada perfil se incluye además la asociación de facies que representa cada conjunto litológico diferenciado, la edad de los materiales, y la equivalencia con las unidades estratigráficas previamente definidas por Weerd (1976) y Godoy *et al.* (1983a,b). También se incluyen las unidades aloestratigráficas o genéticas definidas finalmente en este trabajo.

2.2.1. Transversal de Teruel (Te)

Esta transversal, de aproximadamente 11 km de longitud, se extiende entre las localidades de La Guea y Valdecebro, al sur del área de estudio (Fig. 2.2). En ella se han realizado seis columnas estratigráficas: La Guea-Barrachina (Te-1), Alto Chacón (Te-2), San Abdón y Senent (Te-3), Los Monotos (Te-4), Los Endrinales (Te-5) y Valdecebro (Te-6). Hacia la base y especialmente en los extremos de la

transversal afloran depósitos terrígenos groseros (conglomerados y areniscas) que pasan progresivamente hacia el centro de la cuenca a facies terrígenas más finas (lutitas y en menor medida areniscas). Dentro de las zonas con predominio de lutitas es normal la presencia de niveles de carbonatos nodulosos. No existen afloramientos en relación con la parte media y alta de la serie estratigráfica cerca de los márgenes de la cuenca en esta transversal, o su correlación con los materiales del centro es dudosa, especialmente en lo que respecta al borde este, por lo que no se ha levantado ningún perfil en ellos.

En zonas centrales de la transversal, más alejadas del borde, aflora más espesor de serie y sobre las facies predominantemente terrígenas aparecen materiales carbonatados (calizas, margas y limos carbonatados) y evaporíticos (yesos) que intercalan paquetes predominantemente lutíticos. El seguimiento de líneas de capa permite comprobar que existe un tránsito lateral desde materiales terrígenos que se sitúan hacia los márgenes a estas facies carbonatadas y evaporíticas.

Perfil La Guea-Barrachina (Te-1)

Situación: Hoja 567 (Teruel) M.T.N.1:50000

Base 30TXK 6557 44672 / Techo 30TXK 6555 44669

Este perfil se ha realizado 300 m al sur del barrio de La Guea (al W de Teruel capital), en las proximidades de la Rambla de la Guea (Fig. 2.2). Su base se localiza en la margen derecha de un barranco con dirección N-S, frente a una masada, y el techo próximo al paraje Barrachina, localizado a 960 m hacia el SW.

Características litológicas

Este perfil de aproximadamente 51 m de espesor está compuesto por una alternancia de lutitas anaranjadas y areniscas marrones y naranjas, con intercalaciones de conglomerados grises y, menos frecuentes, de carbonatos nodulosos de color naranja (Fig. 2.2. y Anexo 1). Un nivel de areniscas en la parte media del perfil y el nivel de conglomerados del techo se corresponden con los niveles guía 4 y 5, respectivamente.

Las **lutitas** son masivas y se disponen en niveles tabulares de potencia decimétrica a métrica con bioturbación y nódulos de carbonato. Las **areniscas**, de grano fino a muy grueso, conforman niveles generalmente tabulares de espesor decimétrico a métrico. Igual que las lutitas, muestran a menudo bioturbación y nódulos carbonatados. Existen algunos niveles canaliformes con cicatrices internas que individualizan secuencias granodecrescentes, con cantos subredondeados-redondeados en la base, generalmente calcáreos y de hasta 11 cm de diámetro. Los **conglomerados** son granosostenidos, con matriz lutítica o arenosa, y están compuestos por cantos calcáreos y silíceos de angulosos a redondeados de hasta 17 cm de diámetro; los de mayor tamaño son carbonatados. Se disponen en cuerpos canaliformes o tabulares de hasta 3,5 m espesor. Los primeros, con cicatrices internas, tienen estratificación horizontal o cruzada en surco, cantos imbricados y *scours*. Lateralmente pasan a niveles de areniscas tabulares o laxamente canaliformes. Los **carbonatos nodulosos** aparecen en niveles tabulares de espesor decimétrico con nódulos esféricos o prismáticos.

Sobre esta serie se reconocen gravas correspondientes a un depósito de glaciares del Pleistoceno Medio.

Relaciones geométricas y correlación

Materiales estratigráficamente equivalentes a los de este perfil se disponen hacia el oeste en *onlap* sobre rocas jurásicas, o localmente en contacto mecánico. El perfil incluye los niveles guía 4 y 5.

Perfil Alto Chacón (Te-2)

Situación: Hoja 567 (Teruel) M.T.N.1:50000

Base 30TXK 6566 44677 / Techo 30TXK 6568 44676

Perfil levantado 800 m al este del barrio de La Guea (al W de Teruel ciudad) (Fig. 2.2). Su base se localiza inmediatamente al sur del camino que une La Guea con Teruel, y el techo en la parte alta del paraje La Muela, más concretamente en el poblado íbero del Alto Chacón, unos 320 m al sur de la base.

Características litológicas

En este perfil de 78,5 m de espesor se reconocen fundamentalmente tres partes (Fig. 2.2 y Anexo 1). La inferior (tramos 1 a 3) está constituida por lutitas con intercalaciones de areniscas, ambas anaranjadas, carbonatos nodulosos grises y naranjas y un cuerpo de conglomerados grises (nivel guía 5). Ocasionalmente se observan además costras carbonatadas. La intermedia (tramos 4 a base de 6) está integrada por niveles de carbonatos nodulosos grises-blanquecinos con intercalaciones de lutitas naranjas, margas grises, negras y blancas, calizas blanquecinas y escasas areniscas naranjas. En la parte superior (resto del tramo 6 a 8) predominan las margas grises, blancas y negras que intercalan limos y calizas grises claros, aunque también existen lutitas marrones, ocre y verdes, carbonatos nodulosos blancos y areniscas marrones, y en esta parte se incluyen los niveles guía 9 y 13te.

Las **lutitas** son generalmente masivas y se presentan en paquetes tabulares de espesor decimétrico a métrico con frecuente bioturbación y nódulos carbonatados. Los **carbonatos nodulosos** se presentan en niveles tabulares de hasta 3,3 m de potencia; los nódulos son esféricos o prismáticos. Ocasionalmente, niveles de carbonatos nodulosos que contienen cantos aislados y redondeados, de caliza gris de hasta 3 cm, pasan lateralmente a cuerpos canaliformes de conglomerados de matriz arenosa de grano fino, con cantos calcáreos y silíceos de diámetro inferior a 9 cm. Las **areniscas** son de grano fino a muy grueso y conforman estratos tabulares de potencia decimétrica. Hacia la base se reconoce laminación paralela y cruzada. Ocasionalmente incluyen costras carbonatadas centimétricas. Las **margas**, masivas o laminadas, se presentan en estratos tabulares, con superficies planas o irregulares, de potencia decimétrica a métrica. Se reconoce intensa bioturbación, nódulos carbonatados, así como fragmentos de gasterópodos en los niveles más oscuros. Las **calizas**, mudstone a packstone, se presentan en estratos tabulares de potencia decimétrica con intensa bioturbación y abundantes restos de gasterópodos. Los **limos carbonatados** forman estratos tabulares de potencia decimétrica con superficies de estratificación irregulares y contienen restos bioclásticos y, ocasionalmente, muestran bioturbación intensa y costras carbonatadas. Los **conglomerados**, granosostenidos y con matriz lutítica, son de cantos calcáreos, subredondeados a redondeados, de hasta 7 cm de diámetro. Se disponen en un cuerpo canaliforme de unos 2 m de espesor que muestra cicatrices internas, estratificación horizontal y cruzada en surco y cantos imbricados (nivel guía 5).

Datación

La parte alta del perfil ha podido ser datada como MN15 (Rusciniense) a partir del yacimiento Poblado Íbero (PI) (Mein *et al.*, 1983; Fundación Dinópolis, 2008) que se localiza a techo del tramo 6.

Relaciones geométricas y correlación

En este perfil se han reconocido los niveles guía 4, 5, 9 y 13te. El seguimiento de los niveles 4 y 5 ha permitido correlacionar los tramos 1 a base del 3 con los tramos 2 a 4 del perfil La Guea-Barrachina, situado 1,3 km al oeste (Fig. 2.2).

Perfil Sant Abdón y Senent (Te-3)

Situación: Hoja 567 (Teruel) M.T.N.1:50000

Base 30TXK 6580 44677 / Techo 30TXK 6579 44677

Perfil levantado 2,5 km al oeste de la localidad de Teruel (Fig. 2.2). Su base se localiza en una masada próxima al camino que une La Guea con Teruel, y el techo en un cerro localizado inmediatamente al sur, en el paraje de San Abdón y Senent, a 973 m s.n.m.

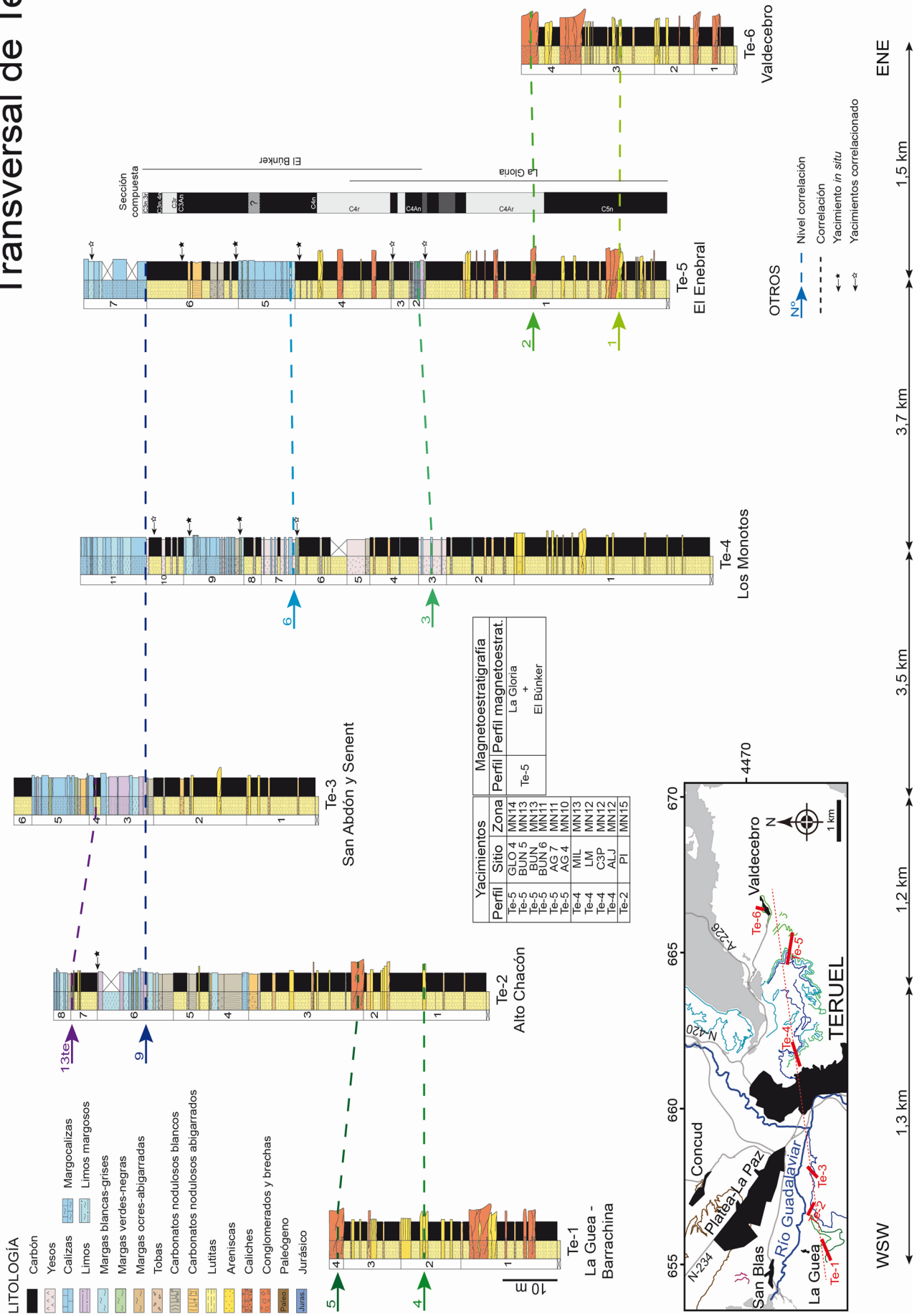
Características litológicas

En este perfil de 57 m de espesor se reconocen dos partes con características litológicas bien diferenciadas (Fig. 2.2 y Anexo 1). La mitad inferior (tramo 1 y 2) es predominantemente terrígena, con lutitas y escasas areniscas naranjas y carbonatos nodulosos grises; la superior (tramos 3 a 6) es esencialmente carbonatada (calizas y limos grises y blancos, margas blancas y negras y carbonatos nodulosos rojizos y blancos) pero aparece algún nivel de lutitas rojas, naranjas y verdes. En esta parte superior se han reconocido los niveles guía 9 y 13te.

Las **lutitas** son masivas y se presentan en paquetes tabulares de espesor decimétrico a métrico con bioturbación y nódulos de carbonato. Las **areniscas**, de grano fino a muy grueso, conforman estratos

Fig. 2.2. Perfiles estudiados y correlación en la transversal de Teruel (Te). Se incluye (i) un detalle del mapa de la figura 2.1 con la localización geográfica de los perfiles y la cartografía de los niveles empleados para la correlación de estos perfiles, (ii) los niveles de correlación empleados (identificados con su correspondiente número y sigla), (iii) la posición estratigráfica en cada perfil de los yacimientos de fósiles (diferenciando si están en dicho perfil o se han correlacionado físicamente desde localidades cercanas), (iv) los perfiles magnetoestratigráficos (una vez tratados y revisados como se indica en el apartado 2.3 de esta memoria). En una tabla se incluyen, ordenados en posición estratigráfica, los nombres de los yacimientos y zonas MN asignados (ver apartado 2) y de los perfiles magnetoestratigráficos.

Transversal de Teruel



tabulares o laxamente canaliformes de espesor decimétrico, estos últimos con cantos redondeados y carbonatados de hasta 3 cm en la base. Se reconocen niveles con laminación paralela. Las **calizas**, mudstone a packstone, se presentan en estratos tabulares de potencia decimétrica a métrica, con superficies de estratificación planas o irregulares. Ocasionalmente exhiben bioturbación por raíces, a veces muy intensa, y nódulos de carbonato. Algunos niveles son fosilíferos, con fragmentos de gasterópodos. Los **limos carbonatados** son masivos y se disponen en estratos tabulares de potencia decimétrica a métrica con superficies de estratificación irregulares, bioturbación y abundantes restos bioclásticos; más esporádicamente se reconocen hacia la base del perfil oxidaciones y nódulos carbonatados. Los **carbonatos nodulosos** integran niveles tabulares o con superficies de estratificación irregulares, de potencia decimétrica a métrica; los nódulos son esféricos o prismáticos. Las **margas**, masivas, conforman estratos tabulares de espesor decimétrico a métrico con bioturbación (rellena de limos grises o con pátinas de óxidos) y abundantes fragmentos de gasterópodos.

Sobre esta serie se disponen unas gravas correspondientes a la terraza alta del río Guadalaviar, de edad Pleistoceno Inferior.

Relaciones geométricas y correlación

El seguimiento de los niveles 9 y 13te en fotografía aérea permite establecer que los tramos 3 y 4 de éste perfil son equivalentes a los tramos 6 y 7 del perfil Alto Chacón localizado 1,2 km hacia el oeste (Fig. 2.2).

Perfil Los Monotos (Te-4)

Situación: Hoja 567 (Teruel) M.T.N.1:50000

Base 30TXK 6615 44680 / Techo 30TXK 6619 44683

La base del perfil se localiza en la antigua cantera de arcilla del paraje Los Monotos, 1 km al este de la ciudad de Teruel, y el techo en un cerro inmediatamente al este de la base, en el paraje Los Mansuetos a 1046 m s.n.m. (Fig. 2.2).

Características litológicas

Atendiendo a sus características litológicas en este perfil de 119 m de espesor se pueden diferenciar tres partes (Fig. 2.2 y Anexo 1). En la inferior (tramo 1) dominan las lutitas rojas y marrones que intercalan areniscas marrones. La intermedia (tramos 2 a 8), que incluye los niveles guía 3 y 6, se caracteriza por una alternancia de lutitas rojizas y anaranjadas y yesos amarillentos, con intercalaciones de carbonatos nodulosos naranjas y blancos, calizas blancas y margas verdes y blancas. En la parte superior (tramos 9 a 11) dominan las calizas blancas y margas blancas y negras, que intercalan lutitas naranjas, yesos blancos y carbonatos nodulosos versicolores.

Las **lutitas**, generalmente masivas, se disponen en paquetes tabulares de potencia decimétrica a métrica con bioturbación y nódulos carbonatados; en la mitad superior del perfil, contienen nódulos, megacrístales, o costras de yeso. Las **calizas**, mudstone a wackestone, se disponen en estratos tabulares de potencia decimétrica a métrica con superficies de estratificación a veces irregulares. En ocasiones son laminadas y muy esporádicamente exhiben *ripples* simétricos y bioturbación. Los niveles fosilíferos contienen gasterópodos. Los **yesos** son masivos con textura microcristalina, ocasionalmente nodular, y se disponen en niveles tabulares de potencia decimétrica a métrica con superficies de estratificación irregulares. A veces intercalan costras carbonatadas de espesor centimétrico. Las **areniscas**, de grano fino a muy grueso, conforman estratos generalmente tabulares de espesor decimétrico a métrico, con superficies de estratificación irregulares; ocasionalmente presentan bioturbación y cantos calcáreos redondeados de hasta 12 cm. Existen algunos niveles canaliformes, granodecrecientes, con laminación paralela y cruzada. Las **margas**, masivas o laminadas, forman estratos tabulares de espesor decimétrico a métrico con superficies irregulares; ocasionalmente muestran costras carbonatadas y ferruginosas, nódulos carbonatados o yesíferos, bioturbación y fragmentos de gasterópodos. Los **carbonatos nodulosos** (nódulos esféricos o grandes nódulos interpenetrados) se presentan en niveles tabulares de potencia decimétrica.

Datación

El techo del tramo 6 ha podido ser datado como MN12 (parte media del Turolense) mediante la correlación física con los niveles que contienen el yacimiento Los Aljezares (ALJ), localizado 1 km hacia el SE (Mein *et al.*, 1983; Adrover, 1986; van Dam *et al.*, 2001; Fundación Dinópolis, 2008)(Fig. 2.2). En el tramo 9 se localizan los yacimientos de la Cueva de las Tres Puertas (C3P) y Los Mansuetos (LM) (Alcalá, 1994; van Dam *et al.*, 2001; Fundación Dinópolis, 2008) que permiten datarlo como MN12. El techo del tramo 10 es MN13 (parte alta del Turolense), por la correlación con el yacimiento Los Milagros (MIL) situado 800 m al sureste (Alcalá, 1994; van Dam *et al.*, 2001; Fundación Dinópolis, 2008).

Relaciones geométricas y correlación

La presencia de valle del río Turia impide la correlación física con el perfil San Abdón y Senent, situado 3,5 km al oeste, pero el seguimiento del nivel 9 en fotografía aérea (base de un potente paquete calcáreo) y su similitud en ambos márgenes permite correlacionar la base del tramo 11 del perfil Los Monotos con la base del tramo 3 de aquel perfil (Fig. 2.2).

Perfil El Enebral (Te-5)

Situación: Hoja 567 (Teruel) M.T.N.1:50000

Base 30TXK 6653 44683 / Techo 30TXK 6648 44685

Este perfil de 111 m de espesor se ha realizado a 4,5 km al este de la localidad de Teruel (Fig. 2.2). Su base se localiza en un pequeño barranco de dirección E-W junto al Camino de Castralvo. El techo se ubica a 830 m al oeste, próximo a la Masía de la Gloria, en la parte más alta del paraje conocido como El Enebral, a unos 1143 m s.n.m.

Características litológicas

Los 70 m inferiores del perfil (tramos 1 a 4) y el tramo 6 (15 m) están mayoritariamente constituidos por materiales terrígenos, incluyendo lutitas rojizas y anaranjadas, areniscas marrones y naranjas, y conglomerados rojizos y grises (estos últimos sólo en la mitad inferior), si bien intercalan yesos y carbonatados blanquecinos (Fig. 2.2 y Anexo 1). En la parte superior del perfil, los tramos 5 y 7, de unos 15 m de espesor cada uno, están constituidos por calizas blancas y margas blancas y negras. En este perfil se han reconocido los niveles guías 1, 2, 3, 6 y 9.

Las **lutitas**, masivas, se disponen en paquetes tabulares de espesor decimétrico a métrico con bioturbación y nódulos carbonatados. Las **calizas**, mudstone o wackestone, integran niveles tabulares de espesor decimétrico a métrico con superficies de estratificación irregulares, bioturbación, nódulos carbonatados, y ocasionalmente restos de gasterópodos. Los **carbonatos nodulosos**, con estructura nodular o prismática, se presentan en niveles tabulares de espesor decimétrico a métrico. Los **conglomerados** son granosostenidos, con matriz lutítica o arenosa de grano hasta grueso; los cantos son calcáreos y silíceos, angulosos a redondeados y de hasta 20 cm de diámetro siendo los de mayor tamaño carbonatados. Integran cuerpos canaliformes de hasta 1 m espesor con cicatrices internas y alas de expansión lateral, o tabulares con estratificación horizontal. Las **areniscas**, de grano fino a muy grueso, se presentan en niveles canaliformes o tabulares (con superficies de estratificación planas o irregulares) de potencia decimétrica a métrica. Los niveles canaliformes, con *lags* de cantos calcáreos subredondeados a redondeados de hasta 7 cm de diámetro, muestran estratificación cruzada en surco, laminación paralela y cruzada y, ocasionalmente, costras carbonatadas. Las **margas**, masivas, se disponen en estratos generalmente tabulares de potencia decimétrica a métrica con bioturbación, que puede ser muy intensa. Los **yesos**, masivos y microcristalinos, se presentan en estratos tabulares de espesor decimétrico. Los **limos carbonatados** aparecen en un único estrato de 70 cm de potencia con superficies de estratificación irregulares e incluye nódulos de carbonato centimétricos.

Datación

Este perfil cuenta con un buen control cronológico ya que se sitúa entre las series magnetoestratigráficas La Gloria y El Búnker (Krijgsman *et al.*, 1996), localizadas respectivamente 1,2 km al suroeste y a escasos 200 m al norte (Fig. 2.2). Aunque la primera plantea numerosas incertidumbres (Kruvier *et al.*, 2003), ambos perfiles magnetoestratigráficos representan el intervalo temporal comprendido entre los cronos C5n (Vallesiense) y C3n.3r (Rusciniense). Además, los tramos 2 y 3 de nuestro perfil se han podido datar como MN10-MN11 (Vallesiense superior–base del Turolense inferior) a través de la correlación con los niveles que contienen los yacimientos paleontológicos de Los Aguanaces AG 4 y AG 7, situados 1,2 km al sureste (Alcalá, 1994; Krijgsman *et al.*, 1996; van Dam *et al.*, 2001; Fundación Dinópolis, 2008). Por otro lado, en los tramos 4 a 6 se localizan yacimientos del Búnker de Valdecebro BUN 6, BUN y BUN 5 (Alcalá, 1994; Krijgsman *et al.*, 1996; van Dam *et al.*, 2001; Fundación Dinópolis, 2008), que presentan fauna turolense (MN11 a MN13). Finalmente, el techo del perfil (tramo 7) se considera como MN14 (Rusciniense) al poderse correlacionar (siguiendo líneas de capa en foto aérea) con los yacimientos de La Gloria (GLO 4) situados a 350 m al suroeste de este perfil (Alcalá, 1994; van Dam *et al.*, 2001; Fundación Dinópolis, 2008).

Relaciones geométricas y correlación

La columna El Enebral incluye los niveles fotogeológicos 1, 2, 3, 6 y 9, permitiendo los tres últimos la correlación física de los tramos 2, 5 y 7 del perfil con los tramos 3, 7 y 11 del perfil Los Monotos, situado a 3,7 km al W (Fig. 2.2).

Perfil Valdecebro (Te-6)

Situación: Hoja 567 (Teruel) M.T.N.1:50000

Base 30TXK 6665 44695 / Techo 30TXK 6663 44693

Perfil realizado inmediatamente al norte de la localidad de Valdecebro en el paraje del Azafranar (Fig. 2.2); su base se localiza a 50 m de la margen derecha de la Rambla de Río Seco y su el techo en la parte alta del pueblo, justo debajo de los depósitos de agua.

Características litológicas

Este perfil de 40 m de espesor está constituido por lutitas rojizas y naranjas con intercalaciones de areniscas naranjas, conglomerados marrónceos-grises y escasos carbonatos nodulosos rojizos (Fig. 2.2 y Anexo 1).

Las **lutitas** son masivas y se disponen en niveles tabulares de potencia decimétrica a métrica que presentan bioturbación y nódulos de carbonato. Los **conglomerados** son granosostenidos, con matriz lutítica o arenosa de grano medio y cantos, subangulosos a redondeados, calcáreos y silíceos y de hasta 44 cm de diámetro, siendo los de mayor tamaño los silíceos. Integran cuerpos canaliformes (con alas de expansión arenosas), a veces muy laxos, o tabulares, de hasta 4 m espesor con cicatrices internas canaliformes, estratificación horizontal, estratificación cruzada en surco y, ocasionalmente, *scours*. Las **areniscas**, de grano fino a muy grueso, aparecen en estratos tabulares, con superficies de estratificación a veces irregulares o laxamente canaliformes de potencia decimétrica a métrica. Estos últimos son generalmente granodecrecientes, exhiben laminación paralela y cruzada, así como cantos subredondeados a redondeados silíceos dispersos de hasta 15 cm de diámetro. Los **carbonatos nodulosos** (con nódulos esféricos) se presentan en niveles tabulares de hasta 0,6 m de espesor.

Sobre esta serie existen gravas correspondientes a la terraza media de la Rambla de Río Seco, de edad Pleistoceno Medio-Superior.

Relaciones geométricas y correlación

La equivalencia del perfil Valdecebro con la columna El Enebral, localizada a 1,5 km al oeste, se establece a partir de los niveles fotogeológicos 1 y 2, que permiten correlacionar los tramos 3 y 4 de Valdecebro con la mitad inferior del tramo 1 del perfil El Enebral (Fig. 2.2). Hacia el este, los niveles que integran este perfil ganan buzamiento y quedan finalmente por debajo de la Rambla de Río Seco, de manera que es difícil su correlación con los materiales situados hacia dicha zona.

2.2.2. Transversal de San Blas (SB)

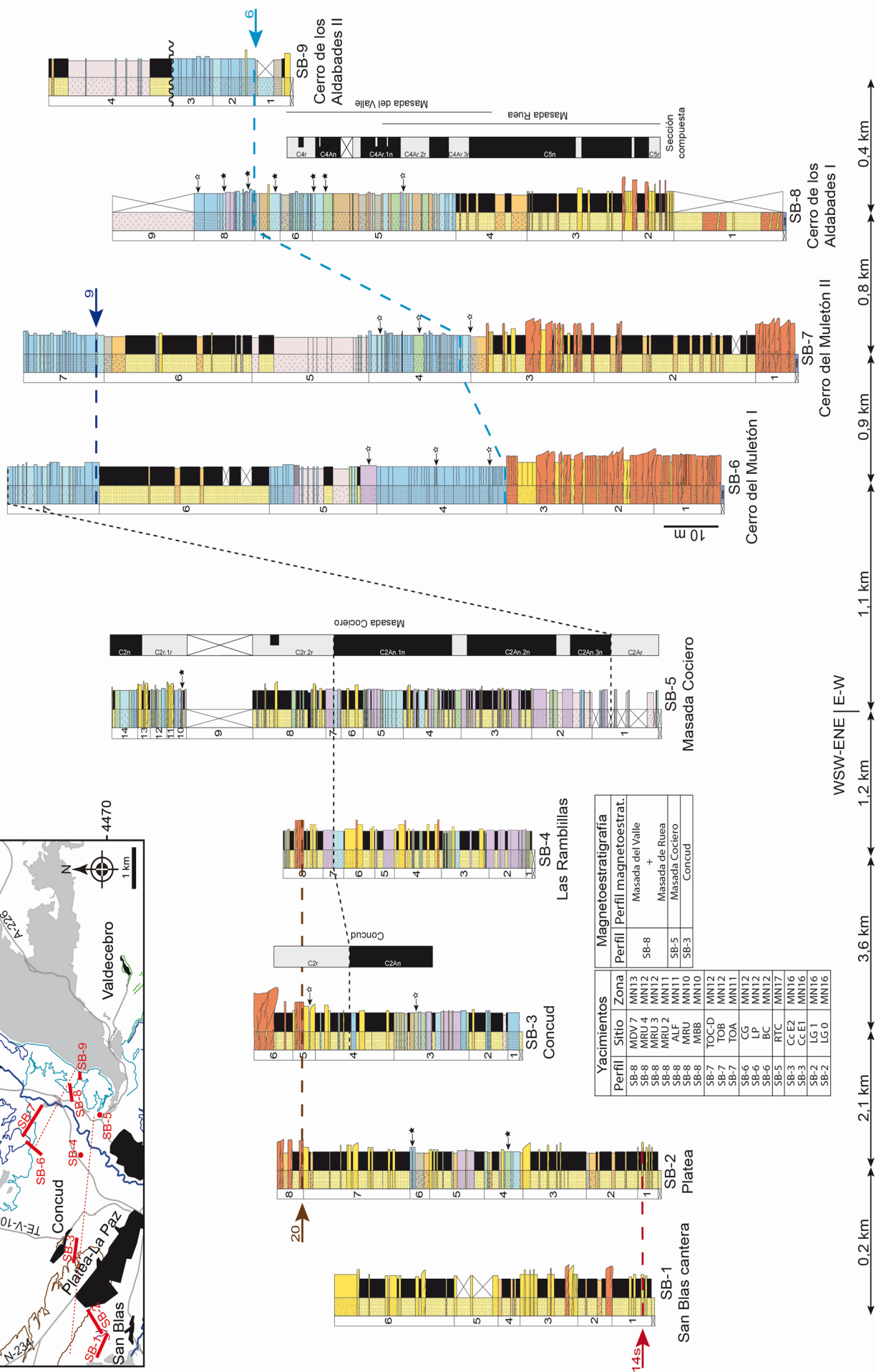
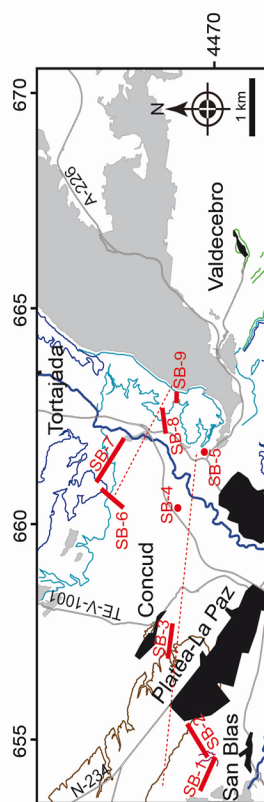
Esta transversal de aproximadamente 10 km de longitud se extiende desde la cantera de caliza que hay en el barrio de San Blas (al oeste de Teruel) hasta el Cerro de los Aldabades, en la zona meridional del área de estudio (Fig. 2.3). Se han levantado nueve columnas estratigráficas: San Blas cantera (SB-1), Platea (SB-2), Concud (SB-3), Las Ramblillas (SB-4), Masada Cociero (SB-5), Cerro del Muletón I (SB-6), Cerro del Muletón II (SB-7), Cerro de los Aldabades I (SB-8) y Cerro de los Aldabades II (SB-9). De los materiales que forman esta transversal, estrictamente sólo los localizados entre el Cerro Gordo y la Sierra del Pobo (perfiles SB-6 a SB-9) forman parte del relleno de la Fosa de Teruel. El resto (SB-1 a SB-5) se localizan desde el extremo oeste de la transversal hasta la Falla de Concud y en su bloque hundido, y forman parte, por tanto, de la adyacente Fosa del Jiloca, pero debido a sus implicaciones paleogeográficas y tectosedimentarias se ha considerado conveniente su estudio e inclusión en la transversal.

Los materiales más antiguos son los de la Fosa de Teruel, donde la serie aflora de forma bastante continua y se caracteriza por el predominio, en la parte inferior, de depósitos terrígenos más groseros (incluyendo conglomerados, areniscas y lutitas) que pasan hacia techo a facies carbonatadas o evaporíticas que intercalan tramos potentes de lutitas y de carbonatos nodulosos.

Los materiales más modernos pertenecen a la Fosa del Jiloca y se encuentran, como hemos

Fig. 2.3. Perfiles estudiados y correlación en la transversal de San Blas (SB). Ver leyenda en la figura 2.2.

Transversal de San Blas



Yacimientos		Magnetoestratigrafía	
Sitio	Zona	Perfil	Perfil magnetoestrat.
SB-8	MDV 7	MN13	Masada del Valle
SB-8	MRU 4	MN12	+ Masada de Ruela
SB-8	MRU 3	MN12	Masada Cociero
SB-8	MRU 2	MN11	Conclud
SB-8	ALF	MN10	
SB-8	MRU	MN10	
SB-8	MBB	MN10	
SB-7	TOC-D	MN12	
SB-7	TOB	MN12	
SB-7	TOA	MN11	
SB-6	CG	MN12	
SB-6	LP	MN12	
SB-6	BC	MN12	
SB-5	RTC	MN17	
SB-3	Cc E2	MN16	
SB-3	Cc E1	MN16	
SB-2	LG1	MN16	
SB-2	LG0	MN16	

WSW-ENE | E-W

dicho, en la parte occidental de la transversal. Están integrados por depósitos terrígenos finos (lutitas y areniscas) con niveles carbonatados intercalados; estos últimos se incrementan progresivamente hacia el este. En la mayor parte de los perfiles, el techo de la serie está representado por depósitos más groseros (conglomerados y areniscas).

Perfil San Blas cantera (SB-1)

Situación: Hoja 567 (Teruel) M.T.N.1:50000 Base 30TXK 6545 44702 / Techo 30TXK 6535 44702

Perfil realizado 900 m al norte del barrio de San Blas (al W de Teruel) (Fig. 2.3). Su base se localiza en la margen derecha de la Rambla de San Blas, junto a un cruce de caminos en el fondo de esta misma rambla, y el techo 1 km hacia el oeste, próximo al Puntal del Habanero (1011 m s.n.m.).

Características litológicas

Este perfil de 58 m de espesor se caracteriza por una alternancia de lutitas y areniscas, con intercalaciones de carbonatos nodulosos y conglomerados naranjas y marrones en la mitad inferior del perfil (Fig. 2.3 y Anexo 1).

Las **lutitas**, ocasionalmente con pasadas milimétricas de arenas finas ocreas, son masivas y se presentan en niveles tabulares de potencia decimétrica a métrica con bioturbación y nódulos de carbonato. Las **areniscas**, de grano fino a muy grueso, conforman niveles tabulares, con superficies de estratificación irregulares, o laxamente canaliformes, de espesor decimétrico a métrico. Estos últimos presentan cantos redondeados generalmente carbonatados de hasta 3 cm de diámetro, son granodecrecientes y muestran estratificación cruzada en surco, laminación cruzada y ocasionalmente bioturbación o nódulos carbonatados. Los **carbonatos nodulosos** (con nódulos esféricos o prismáticos) forman niveles tabulares de potencia métrica. Ocasionalmente, contienen costras laminadas a techo e incluyen hiladas de cantos subredondeados de caliza de hasta 6 cm que lateralmente conectan con canales conglomeráticos. Los **conglomerados** son no clastosoportados y están compuestos por cantos calcáreos y silíceos, subangulosos a subredondeados, de hasta 4 cm. Integran un cuerpo canaliforme de 1,5 m espesor con cicatrices internas también canaliformes, estratificación cruzada en surco y bioturbación a techo, localizado en la mitad inferior.

Relaciones geométricas y correlación

Hacia el oeste, materiales equivalentes laterales de los que componen este perfil se disponen discordantes y en *onlap* sobre rocas jurásicas. Este perfil incluye el nivel guía 14s en la base.

Perfil Platea (SB-2)

Situación: Hoja 567 (Teruel) M.T.N.1:50000 Base 30TXK 6546 44701 / Techo 30TXK 6552 44706

Perfil realizado 950 m al norte del barrio de San Blas (al W de Teruel) (Fig. 2.3). Su base se localiza en un barranco de dirección NE-SW en la margen izquierda de la Rambla de San Blas, y el techo 770 m al este, en la Venta del Barranco Hondo (polígono de Platea).

Características litológicas

En este perfil de 70 m de espesor se diferencian tres partes en función de las litologías dominantes (Fig. 2.3 y Anexo 1). En la parte inferior (tramos 1 a 3) existe una sucesión de lutitas y areniscas naranjas con intercalaciones de carbonatos nodulosos anaranjados y blanquecinos. En la parte intermedia (tramos 4 a 6) predominan los carbonatos (margas grises, blancas y negras, limos ocreas, carbonatos nodulosos ocreos y blancos y calizas grisáceas), que alternan con lutitas y areniscas naranjas. La parte superior (tramos 7 y 8) es una alternancia de lutitas y areniscas naranjas y marrones con alguna intercalación de carbonatos nodulosos marrones. A techo existen conglomerados grises. Un nivel de areniscas en la base del perfil y el nivel inferior de conglomerados se corresponden con los niveles guía 14s y 20, respectivamente.

Las **lutitas** son masivas y se disponen en niveles tabulares de potencia decimétrica a métrica con bioturbación y nódulos de carbonato. Hacia la base de la serie muestran ocasionalmente costras carbonatadas de espesor centimétrico. Las **areniscas**, de grano fino a muy grueso y con cantos ocasionales de caliza, subangulosos a redondeados y de hasta 6 cm de diámetro, conforman niveles de espesor decimétrico, tabulares y con superficies de estratificación irregulares o canaliformes y, a veces, granodecrecientes. Esporádicamente muestran laminación horizontal y restos de gasterópodos. Los **carbonatos nodulosos** (con estructuras prismática y nodular) aparecen en niveles tabulares de

espesor decimétrico a métrico; alguno presenta costras carbonatadas a techo. Las **margas**, masivas, se presentan en estratos tabulares de potencia decimétrica a métrica y exhiben ocasionalmente bioturbación, nódulos y costras carbonatadas y frecuentes restos de gasterópodos. Los **limos** son carbonatados y masivos y se presentan en estratos tabulares de potencia métrica con bioturbación. Los **conglomerados** tienen textura soportada por la matriz hacia la base del perfil y clastosoportada a techo; la matriz es arenosa de grano medio a grueso. Los cantos son calcáreos, silíceos y evaporíticos, subangulosos a redondeados, de hasta 12 cm de diámetro; los de mayor tamaño son los carbonatados. Los conglomerados se disponen en cuerpos canaliformes de espesor decimétrico con cicatrices internas canaliformes, estratificación cruzada en surco y estratificación cruzada planar. Las **calizas**, packstone, integran niveles tabulares de potencia decimétrica intensamente bioturbados y con abundantes restos de gasterópodos.

Datación

En la mitad del tramo 4 y el techo del tramo 6 se han correlacionado, respectivamente, los yacimientos La Guea (LG 0) y La Guea 1 (LG 1), situados a 600 m y 1 km, respectivamente, al sur del perfil y atribuidos a la biozona MN16 (Villafranchiense) por Mein *et al.* (1990) y Fundación Dinópolis (2008) (Fig. 2.3).

Relaciones geométricas y correlación

La correlación de esta columna con la de San Blas cantera, situada 0,2 km hacia el oeste, se ha establecido a partir del seguimiento del nivel fotogeológico 14s, localizado en la base de ambos perfiles y que permite establecer la equivalencia entre el tramo 1 del perfil Platea y el tramo 1 del perfil San Blas cantera (Fig. 2.3).

Perfil Concud (SB-3)

Situación: Hoja 567 (Teruel) M.T.N.1:50000

Base 30TXK 6576 44711 / Techo 30TXK 6570 44712

Perfil realizado 500 m al suroeste de Concud (Fig. 2.3). Su base se localiza en un camino paralelo a la vía del ferrocarril, en torno al PK.127, y el techo 730 m al oeste, en la parte alta de la loma situada inmediatamente al norte de la carretera que va a San Blas.

Características litológicas

En este perfil de 49 m de espesor se pueden establecer dos conjuntos litológicos principales (Fig. 2.3 y Anexo 1). La parte basal (tramos 1 a 3) es marcadamente heterolítica; en ella pueden reconocerse margas verdes, grises y negras, calizas blancas, limos grises, lutitas marrones y verdes, areniscas ocreas, carbonatos nodulosos blancos y yesos blancos. La parte superior (tramos 4 a 6) está dominada por materiales terrígenos (lutitas y areniscas marronáceas y conglomerados amarillentos, incluido el nivel guía 20) con escasas intercalaciones de calizas y de margas blancas.

Las **lutitas** son masivas y se presentan en niveles tabulares potencia decimétrica a métrica con nódulos y megacrístales de yeso, nódulos de carbonato y bioturbación. Los **conglomerados**, clastosoportados y con matriz arenosa de grano fino a medio, están formados por cantos calcáreos y silíceos, subangulosos a subredondeados, de hasta 9 cm de diámetro. Integran estratos tabulares de potencia decimétrica o canaliformes de espesor métrico, que exhiben cicatrices internas canaliformes, estratificación cruzada en surco y horizontal. Hacia techo del perfil se reconocen estructuras de deformación (huellas de carga, diapiros y diques clásticos). Las **areniscas** son de grano fino a medio y, ocasionalmente, muy grueso e incluso con *lags* de cantos calcáreos redondeados de hasta 2 cm de diámetro. Forman estratos tabulares, a veces irregulares, de hasta 1 m de espesor. Exhiben frecuentemente laminación paralela, estratificación cruzada planar y, más ocasionalmente, bioturbación y megacrístales de yeso lenticular; hacia techo contienen restos de macromamíferos. Los **limos carbonatados** aparecen en estratos tabulares de potencia decimétrica con abundantes restos de gasterópodos y ocasionalmente cristales de yeso. Las **margas**, generalmente masivas, se presentan en estratos tabulares, de espesor decimétrico a métrico, con superficies de estratificación a veces irregulares. Muestran bioturbación y nódulos carbonatados y, los niveles más oscuros, pátinas carbonosas y restos de gasterópodos y macromamíferos. Ocasionalmente, se reconocen grandes cristales de yeso y oxidaciones. Las **calizas**, mudstone-wackestone, se disponen en niveles tabulares de espesor decimétrico a métrico, a veces con superficies de estratificación irregulares. Muestran bioturbación, laminación y pátinas carbonosas. Hay niveles más margosos con restos de gasterópodos y nódulos carbonatados centimétricos. Los **carbonatos nodulosos** (con nódulos esféricos) constituyen un nivel tabular de potencia decimétrica situado a techo del tramo 3. Los **yesos**, masivos de textura microcristalina, forman un nivel irregular de 0,6 m de espesor con láminas ocreas y blancas.

Sobre esta serie existen gravas correspondientes a la terraza media del Barranco de Concud, de edad Pleistoceno Medio-Superior.

Datación

El techo del tramo 3 y la base del tramo 5 se han datado como MN16 (Villafranquiense) mediante la correlación de los yacimientos Concud Estación 1 y 2 (CcE1 y CcE2, respectivamente) situados a menos de 300 m al norte (Mein *et al.*, 1990) (Fig. 2.3). Esta datación se complementa con la correlación con el perfil magnetoestratigráfico Concud de Opdyke *et al.* (1997), que permite precisar la edad de la parte alta de nuestra columna. De este modo, el cambio entre los cronos C2An y el C2r (aproximadamente el límite Rusciniese-Villafranquiense) se encontraría hacia la mitad del tramo 4 del perfil.

Relaciones geométricas y correlación

La correlación del perfil Concud con el perfil Platea, ubicado 2,1 km al oeste, se ha establecido a partir del nivel fotogeológico 20, que permite la correlación física de la parte superior del tramo 5 del primero con la base del tramo 8 del segundo perfil (Fig. 2.3).

Perfil Las Ramblillas (SB-4)

Situación: Hoja 567 (Teruel) M.T.N.1:50000 Base 30TXK 6604 44709 / Techo 30TXK 6604 44709

Perfil realizado 3,3 km al norte de la ciudad de Teruel, en el paraje Las Ramblillas, más concretamente en la entrada de la Masada Cañamera (Fig. 2.3). Está compuesto por la serie levantada en un afloramiento de 5,4 m de espesor y un sondeo de 40,2 m realizado por nuestro equipo de investigación durante el desarrollo de esta tesis y que se encuentra en continuidad con la base de dicho afloramiento.

Características litológicas

Se trata de un perfil de nuevo bastante heterolítico en que se pueden separar tres partes principales (Fig. 2.3 y Anexo 1). La parte inferior (tramos 1 y 2) está integrada por limos carbonatados blancos y grises con intercalaciones de lutitas marrones y verdes masivas. La parte media (tramos 3 a 7) es una alternancia de lutitas marrones y areniscas naranjas con intercalaciones de margas grises, limos blancos y escasos conglomerados grises y carbón. La parte superior (tramo 8) está constituida por lutitas marrones y naranjas, areniscas marrones y conglomerados grises con algún nivel de limos blancos y margas verdes.

Las **lutitas** son masivas y se disponen en niveles tabulares de espesor decimétrico a métrico. Presentan marmorización, bioturbación, cantos milimétricos dispersos, nódulos carbonatados y yesíferos, así como fragmentos de gasterópodos. Las **areniscas** son de grano fino a grueso y conforman estratos tabulares de espesor decimétrico. Los niveles de la base contienen cantos calcáreos redondeados de hasta 4 cm de diámetro y los localizados hacia techo exhiben laminación cruzada. Los **limos** se presentan en niveles tabulares decimétricos o métricos y exhiben laminación, bioturbación, nodulización y fragmentos carbonosos. Presentan estructuras de deformación (huellas de carga, diques clásticos y *slumps*). Las **margas**, masivas, integran estratos tabulares de espesor decimétrico a métrico con bioturbación, trazas de oxidación, nodulización y bioclastos y, a veces, estructuras de deformación (huellas de carga y diques clásticos). Los **conglomerados** son clastosoportados y con matriz arenosa de grano fino y color naranja. Están compuestos por cantos calcáreos angulosos a redondeados de hasta 9 cm de diámetro en un paquete tabular de 1,7 m localizado a techo (nivel guía 20), con estratificación horizontal marcada por cambios granulométricos.

Sobre esta serie se reconocen unos materiales conglomeráticos correspondientes a la terraza media del río Alfambra, de edad Pleistoceno Medio-Superior.

Correlación

La correlación del perfil Las Ramblillas con el de Concud, localizado 3,6 km al oeste, se ha establecido mediante el seguimiento en campo y fotografía aérea del nivel 20 que permite establecer que el tramo 8 de la primera columna y el 5 de la segunda son equivalentes (Fig. 2.3).

Perfil Masada Cociero (SB-5)

Situación: Hoja 567 (Teruel) M.T.N.1:50000 Base 30TXK 6616 44702 / Techo 30TXK 6616 44703

Este perfil se ha realizado 2,6 km al noreste de la localidad de Teruel, inmediatamente al sur de la Masada Cociero (Fig. 2.3). En concreto se localiza en la salida que se toma hacia Alfambra en la rotonda que une las carreteras N-420a y A-226. El perfil consta de 13,7 m levantados en un afloramiento y de 87 m de un sondeo realizado a escasos metros del afloramiento.

Características litológicas

Se pueden reconocer tres conjuntos litológicos en el perfil (Fig. 2.3 y Anexo 1). El inferior, está representado por los tramos 1 y 2, se encuentra compuesto por materiales carbonatados (limos y calizas) y yesíferos de tonos blanquecinos y amarillentos. La parte intermedia (tramos 3 a 8) es más terrígena, y está caracterizada por una alternancia de lutitas marrones, limos carbonatados blancos y areniscas marrones con intercalaciones de margas verdes, negras y blancas, y de carbonatos nodulosos. La parte superior (tramos 10 a 14) es una alternancia de margas verdes o blancas y calizas blancas, con intercalaciones de areniscas amarillas, lutitas rojas y limos carbonatados blancos.

Las **lutitas** son masivas y conforman estratos tabulares de potencia decimétrica con bioturbación, estando las trazas rellenas de arenas amarillentas, y pátinas negruzcas con materia orgánica. Las **margas** son también masivas e integran estratos tabulares de potencia decimétrica a métrica con evidencias ocasionales de bioturbación, marmorización, nódulos carbonatados y oxidaciones. Contienen abundantes restos carbonosos, de gasterópodos y de macromamíferos, especialmente hacia el techo. Los **limos** aparecen en niveles tabulares y canaliformes de potencia decimétrica, a veces laminados, con fragmentos de gasterópodos y pátinas de oxidación. Las **areniscas**, de grano fino a muy grueso, se presentan en niveles tabulares, de espesor decimétrico, con superficies de estratificación irregulares o laxamente canaliformes. Las areniscas de grano fino muestran laminación paralela, bioturbación vertical y oxidaciones; las de grano grueso, cantos carbonatados y silíceos de hasta 1 cm y pasadas ricas en materia orgánica. Ocasionalmente, se reconocen fragmentos de gasterópodos y costras carbonatadas. Los **yesos** son nodulares o, a veces, laminados y se disponen en niveles de espesor decimétrico con bioturbación, restos carbonosos y bioclastos. Las **calizas**, mudstone-wackestone, conforman estratos tabulares de espesor decimétrico con abundante bioturbación, nódulos de yeso o de carbonato y, a veces, laminación paralela. Ocasionalmente, se reconocen evidencias de microkarstificación y extraclastos calcáreos de hasta 1 cm de diámetro. Los niveles fosilíferos presentan restos de gasterópodos.

A lo largo de toda la columna y el sondeo es común la presencia de estructuras de deformación en los materiales blandos (estructuras de carga, diques-sills y *slumps*). Sobre esta serie se reconocen unos materiales conglomeráticos correspondientes a la terraza baja del río Alfambra de edad Pleistoceno Inferior.

Datación

Existe una datación en la parte alta de esta serie por el yacimiento Rotonda Teruel Centro (RTC, Ezquerro *et al.*, 2012), situado en el tramo 10 y que permite datarlo como MN17 (Villafranquiense superior) (Fig. 2.3). Una datación más precisa de todo el registro sedimentario procede del perfil magnetoestratigráfico Masada Cociero, realizado sobre esta misma serie y que abarca un intervalo temporal comprendido entre los cronos C2Ar (Rusciniense superior) y C2n (Villafranquiense superior) (Ezquerro *et al.*, 2016a).

Relaciones geométricas y correlación

Debido, por un lado, a la erosión producida por el río Alfambra y, por otro, al basculamiento general de la serie hacia el este por causas tectónicas, no existe ningún nivel guía que permita la correlación física entre el perfil Masada Cociero y el de Ramblillas, situado 1,2 km al noroeste, y menos con el perfil más distante de Concud. La propuesta de correlación se basa en criterios magnetoestratigráficos por el cambio entre los cronos C2An y el C2r que ha sido reconocido tanto en el perfil Concud (Opdyke *et al.*, 1997) como en Masada Cociero (Ezquerro *et al.*, 2016a) (Fig. 2.3). Los criterios para la correlación física entre los perfiles Concud y Las Ramblillas han sido indicados en la descripción de este último. A partir de todo ello, el tramo 7 de la columna Masada Cociero es equivalente al tramo 7 del perfil Las Ramblillas y al intervalo de calizas del tramo 4 del perfil Concud.

Perfil Cerro del Muletón I (SB-6)

Situación: Hoja 567 (Teruel) M.T.N.1:50000

Base 30TXK 6606 44722 / Techo 30TXK 6608 44727

Este perfil se ha realizado 4,6 km al norte de la localidad de Teruel (Fig. 2.3). Su base se localiza en el Barranco del Puente y el techo al noreste de este punto, en la parte alta del Cerro del Muletón a 1089 ms.n.m.

Características litológicas

En este perfil de 130 m de espesor se diferencian cuatro conjuntos litológicos (Fig. 2.3 y Anexo 1). El inferior (tramos 1 a 3) está compuesto por conglomerados grises y rojizos con intercalaciones de areniscas naranjas y rojas. El segundo (tramos 4 y 5) está compuesto por calizas blancas, grises y rosáceas, si bien hacia techo se intercalan yesos blancos, limos carbonatados grisáceos, lutitas naranjas y escasas margas blancas y negras. El tercer conjunto (tramo 6) está integrado por lutitas naranjas que

intercalan niveles ocreos de carbonatos nodulosos. El conjunto superior (tramo 7) es nuevamente una alternancia de calizas blancas y grises y margas blancas. La base de los dos paquetes de calizas (conjuntos 2 y 4) se corresponden con los niveles guía 6 y 9, respectivamente.

Las **calizas**, mudstone a packstone, se disponen en niveles tabulares de potencia métrica, a veces con superficies de estratificación irregulares. Hacia la base del perfil contienen extraclastos calcáreos angulosos de hasta 3 cm de diámetro, intensa bioturbación, laminación horizontal y *ripples* simétricos. Los niveles del techo muestran bioturbación, costras carbonatadas y restos de gasterópodos. Los **conglomerados** presentan textura clastosoportada y matriz arenosa de grano fino a grueso, ocasionalmente se reconocen cuerpos soportados por la matriz. Los cantos son silíceos y calcáreos, angulosos a redondeados, y su diámetro varía de 5 a 62 cm; los silíceos son los de mayor tamaño. Los conglomerados se disponen en cuerpos tabulares o canaliformes de potencia decimétrica a métrica. Los primeros muestran costras carbonatadas y los segundos cicatrices internas canaliformes y estratificación cruzada en surco. Las **lutitas** son masivas e integran niveles tabulares de espesor decimétrico a métrico con bioturbación. Las **areniscas**, de grano medio a grueso, forman estratos tabulares o laxamente canaliformes de espesor decimétrico; presentan cantos calcáreos angulosos de hasta 5 cm de diámetro, laminación cruzada, bioturbación y costras carbonatadas. Los **yesos**, de aspecto masivo, son microcristalinos y conforman niveles tabulares, a veces muy irregulares, de potencia decimétrica a métrica; incluyen nódulos carbonatados. Los **limos** aparecen en paquetes métricos irregulares o tabulares con bioturbación rellena por lutitas rojas y fragmentos bioclásticos. Las **margas**, masivas, integran estratos tabulares de espesor decimétrico y presentan marmorización, trazas de bioturbación con precipitación de óxidos y fragmentos de gasterópodos. Los **carbonatos nodulosos**, con estructura prismática, se disponen en niveles decimétricos.

Datación

Los yacimientos Barranco de las Calaveras (BC), Las Pedrizas (LP) y Cerro de la Garita (CG) (Mein *et al.*, 1983, 1990; Adrover, 1986; Alcalá, 1994; van Dam *et al.*, 2001; Fundación Dinópolis, 2008), situados 2,5 km al noroeste del perfil, se han correlacionado físicamente con dos niveles en el tramo 4 y uno en la parte baja del 5 (Fig. 2.3), permitiendo asignar así estos materiales a la biozona MN12 (Turolense medio).

Relaciones geométricas y correlación

Los materiales de la base de este perfil se disponen en *onlap* sobre rocas jurásicas del Cerro Gordo. Hacia el oeste del perfil, la totalidad de los materiales que lo integran se encuentran en contacto mecánico con la Falla de Conclud. Esta falla separa este perfil de los descritos hasta el momento (SB-1 a SB-5) y dificulta considerablemente la correlación. No obstante, las características litológicas y la presencia del cambio de cron C2An.3n-C2Ar hacia la base del perfil magnetoestratigráfico Masada Cociero (localizado 1,1 km al sureste), permite una tentativa de correlación de este cambio de cron con el techo de la columna Cerro del Muletón I (Fig. 2.3). Esta correlación está también basada en los datos paleontológicos y magnetoestratigráficos regionales que indican una edad para la parte alta del perfil Cerro del Muletón I semejante a la de la base del perfil Masada Cociero, aunque existe la posibilidad de que falte serie estratigráfica.

Perfil Cerro del Muletón II (SB-7)

Situación: Hoja 567 (Teruel) M.T.N.1:50000

Base 30TXK 6619 44723 / Techo 30TXK 6609 44728

Este perfil se ha realizado 4,8 km al norte de la localidad de Teruel (Fig. 2.3). Su base se localiza en la margen derecha del río Alfambra, 800 m al norte de la estación de Los Baños, y el techo 880 m al oeste, en la parte alta del Cerro del Muletón (1089 m s.n.m).

Características litológicas

En este perfil de 141 m de espesor se reconocen cinco conjuntos litológicos que prácticamente se corresponden con los tramos diferenciados (Fig. 2.3 y Anexo 1). El inferior (tramos 1 a 3) está compuesto por lutitas marrones y naranjas con intercalaciones de carbonatos nodulosos rojizos y blanquecinos, conglomerados grises y marrones, y areniscas marrones y naranjas. El segundo (tramo 4) está integrado por calizas blancas y grises, con intercalaciones de margas blancas, verdes y negras y en la base de este tramo se sitúa el nivel guía 6. El tercero (tramo 5) está formado por yesos amarillentos con intercalaciones de margas blancas y negras. El cuarto conjunto (tramo 6) está constituido por lutitas naranjas y verdosas con intercalaciones de carbonatos nodulosos grises, anaranjados y blancos, y de areniscas naranjas. El conjunto superior (tramo 7) se corresponde nuevamente con calizas blancas y grises con abundantes intercalaciones de margas blancas, y en la base de este conjunto se sitúa el nivel guía 9.

Las **lutitas** son masivas y se disponen en niveles tabulares de espesor decimétrico a métrico con

bioturbación, ocasionalmente muy intensa, y nódulos y costras carbonatadas. Las **calizas**, mudstone a packstone, se presentan en estratos tabulares, a veces irregulares, de potencia decimétrica a métrica. Muestran trazas de bioturbación, en ocasiones muy abundantes, en las que han precipitado óxidos. También hay nódulos carbonatados, costras ferruginosas y en los niveles fosilíferos dominan los gasterópodos. Los **carbonatos nodulosos** (con estructura prismática o esférica) se presentan en niveles tabulares, de potencia decimétrica a métrica, que ocasionalmente muestran costras laminadas a techo y pasadas de cantos calcáreos redondeados de hasta 5 cm de diámetro. Los **yesos** microcristalinos, masivos, nodulares u ocasionalmente laminados, se disponen en niveles tabulares o en cuerpos irregulares de hasta 4 m de potencia. Presentan bioturbación e incluyen nódulos y costras carbonatadas. Los **conglomerados** son clastosoportados, con matriz lutítica o arenosa de grano fino. Los clastos, angulosos a redondeados, son calcáreos y silíceos; su diámetro varía de 5 a 43 cm siendo mayores los calcáreos. Se disponen en cuerpos canaliformes o tabulares de potencia decimétrica a métrica. Los canaliformes muestran cicatrices internas canaliformes y estratificación cruzada en surco. Los tabulares, que pueden estar bioturbados, pasan en ocasiones a adquirir geometría canaliforme lateralmente. Las **margas** son generalmente masivas y conforman niveles tabulares de espesor decimétrico a métrico, con superficies a veces irregulares; presentan bioturbación rellena por óxidos, nódulos carbonatados y abundantes restos de gasterópodos. Las **areniscas** son de grano fino a grueso, tienen cantos dispersos, carbonatados y subredondeados, de hasta 4 cm de diámetro, y aparecen en estratos tabulares de potencia decimétrica, con superficies de estratificación irregulares, o laxamente canaliformes. Ocasionalmente, se reconoce laminación horizontal, estratificación cruzada planar, bioturbación y costras carbonatadas.

Datación

El intervalo comprendido desde el techo del tramo 3 hasta el techo del tramo 4 del perfil es equivalente lateral de los niveles que engloban a los yacimientos de Tortajada (Weerd, 1976; van Dam *et al.*, 2001; Fundación Dinópolis, 2008), situados 340 m al norte (Fig. 2.3). El techo del tramo 3 se corresponde con el del yacimiento Tortajada A (TOA) y se puede asignar por tanto a MN11 (Turolense inferior), mientras que los yacimientos localizados a mitad y techo del tramo 4 se corresponden con los niveles de Tortajada B (TOB) y Tortajada C-D (TOC-D) que tienen una edad MN12 (Turolense medio).

Relaciones geométricas y correlación

Hacia el oeste los depósitos de la parte inferior de este perfil se disponen en *onlap* sobre las rocas jurásicas del Cerro Gordo. La correlación con la columna Cerro del Muletón I, localizada 900 m al oeste, se ha establecido mediante el seguimiento de los niveles 6 y 9 con fotografía aérea (Fig. 2.3). De esta forma, es posible determinar que las partes inferiores de los tramos 4 y 7 de este perfil se corresponden con las de los tramos 4 y 7 del perfil Cerro del Muletón I. Por otra parte, el seguimiento de los niveles guía 6 y 9 hacia el sur de la fosa ha permitido la correlación con los perfiles Te-4 y Te-5 de la transversal de Teruel situados más allá del río Alfambra y de la rambla de Río Seco.

Perfil Cerro de los Aldabades I (SB-8)

Situación: Hoja 567 (Teruel) M.T.N.1:50000

Base 30TXK 6622 44712 / Techo 30TXK 6626 44713

Este perfil se ha realizado 4,2 km al noreste de la localidad de Teruel (Fig. 2.3). Su base se localiza en la margen izquierda del río Alfambra, unos 200 m al sur de la Masada Ruea, y el techo unos 650 m al oeste del Cerro de los Aldabades. El perfil está integrado por 103,2 m de serie levantada en afloramiento, y un sondeo de 20 m que se realizó por debajo de la base del primero; las dos partes se encuentran en continuidad.

Características litológicas

En este perfil se reconoce un conjunto basal (tramos 1 a 4) compuesto por lutitas rojas y marrones con intercalaciones de areniscas, conglomerados rojos y marrones y carbonatos nodulosos rojos, amarillos y blancos, siendo estos últimos más frecuentes hacia el techo del conjunto (Fig. 2.3 y Anexo 1). En la parte central (tramos 5 a 8) predominan los materiales carbonatados (margas grises, blancas, negras, ocre, verdes y marrones, calizas y carbonatos nodulosos blancos), con escasos limos y microconglomerados también blancos. La parte superior (tramo 9) está integrada por yesos blancos.

Las **lutitas** son masivas y se presentan en niveles tabulares de potencia decimétrica a métrica con bioturbación por raíces, nódulos y costras carbonatadas y cantos calcáreos ocasionales, redondeados y de hasta 5 cm de diámetro. Las **margas**, ocasionalmente laminadas, se presentan en estratos tabulares de espesor decimétrico a métrico con superficies de estratificación a veces irregulares. Muestran bioturbación, nódulos carbonatados centimétricos y, hacia la parte superior del conjunto, niveles de oxidación y carbonosos. Los **carbonatos nodulosos** (con estructura prismática y esférica) forman niveles tabulares de

potencia decimétrica a métrica. Las **calizas**, mudstone a packstone, se disponen en estratos tabulares de hasta 2,4 m de potencia, a veces con superficies de estratificación muy irregulares, con abundantes restos bioclásticos y, ocasionalmente, bioturbación rellena por óxidos, cantos calcáreos planares o cantos blandos negros. Los **yesos** son microcristalinos y forman un cuerpo irregular masivo de espesor decamétrico. Los **conglomerados** presentan progresivamente menos matriz hacia techo, pasando de estar soportados por la matriz a ser clastosoportados; la matriz es lutítica o arenosa de grano fino y los cantos, calcáreos y silíceos, son redondeados a subredondeados y de hasta 39 cm de diámetro, siendo los silíceos los mayores. Aparecen en cuerpos tabulares y laxamente canaliformes de espesor decimétrico en los que a veces se observan cantos imbricados. Las **areniscas**, de grano fino, se disponen en estratos tabulares de hasta 1,5 m de potencia y exhiben bioturbación vertical y nódulos y costras carbonatadas. Los **limos** son masivos y conforman estratos tabulares de espesor decimétrico con nódulos carbonatados. Los **microconglomerados** son clastosoportados con matriz arenosa de grano fino; sus cantos son silíceos y, más raros, carbonatados, redondeados y de 4 cm de diámetro máximo. Conforman un nivel tabular de 0,2 m de espesor.

Datación

Este perfil representa un anclaje cronoestratigráfico excepcional, reconociéndose o pudiendo ser correlacionados los materiales que lo integran con 7 yacimientos paleontológicos y dos perfiles magnetoestratigráficos (Fig. 2.3). El yacimiento Masada del Barbo (MBB), asignado a la biozona MN10 (Vallesiense superior) (Weerd, 1976; Alcalá, 1994; van Dam *et al.*; 2001, Fundación Dinópolis, 2008), se ha correlacionado con la parte media del tramo 5. El yacimiento Alfambra (ALF), de edad MN11 (Turolense inferior) y los yacimientos de Masada de Rueda MRU, MRU2, MRU3 y MRU4, de edad MN10-MN12 (Vallesiense superior-Turolense medio) (Weerd, 1976; Alcalá, 1994; Garcés *et al.*, 1999; van Dam *et al.*, 2001, Fundación Dinópolis, 2008) se localizan en este perfil entre la parte alta del tramo 5 y la parte media del tramo 8. Por último, el yacimiento Masada del Valle MDV7, de edad MN13 (Turolense superior) (Weerd, 1976; van Dam *et al.*, 2001; Fundación Dinópolis, 2008) se ha correlacionado con la parte alta del tramo 8. Se ha podido constatar, además, que los perfiles magnetoestratigráficos Masada del Barbo y Masada de Rueda (Garcés *et al.*, 1999), que comprenden el intervalo entre los cronos C5r (Vallesiense inferior) y C4r (Turolense inferior), son equivalentes a la serie comprendida entre los tramos 2 y 6 de nuestro perfil.

Relaciones geométricas y correlación

Los materiales de este perfil se disponen en discordancia angular sobre rocas jurásicas. No existe ningún nivel con continuidad de afloramiento suficiente que permita la correlación con el perfil Cerro del Muletón II, localizado 0,9 km al oeste, debido a que cada uno se encuentra en una margen distinta del río Alfambra. En cambio, el nivel guía 6 se ha podido correlacionar a ambos lados del río en otras zonas, tanto al norte como al sur. A partir de ello se puede determinar que la base del tramo 8 del perfil Cerro de los Aldabades I es equivalente a la base del tramo 4 de la columna Cerro del Muletón II (Fig. 2.3).

Perfil Cerro de los Aldabades II (SB- 9)

Situación: Hoja 567 (Teruel) M.T.N.1:50000

Base 30TXK 6630 44708 / Techo 30TXK 6628 44703

El perfil se ha realizado unos 4 km al noreste de la localidad de Teruel (Fig. 2.3). Su base se localiza 175 m al oeste del Corral de Corbalán, y el techo a 1047 m s.n.m., en un cerro situado 850 m al suroeste del Cerro de los Aldabades.

Características litológicas

En este corto perfil de 44,2 m de espesor se pueden diferenciar dos conjuntos litológicos (Fig. 2.3 y Anexo 1). El inferior (tramos 1 a 3) es predominantemente carbonatado, y está compuesto por una alternancia de calizas y margas blancas con muy raras intercalaciones de carbonatos nodulosos, areniscas naranjas, lutitas y microconglomerados blancos. En su parte basal está localizado el nivel guía 6. La parte superior (tramo 4) son yesos blancos-amarillentos con escasas intercalaciones de calizas blancas; a base y techo de esta parte aparecen sendos niveles de lutitas con algún nivel de carbonatos nodulosos ocreos.

Las **margas** y **lutitas** son masivas y aparecen en estratos tabulares de potencia decimétrica a métrica, a veces con superficies de estratificación irregulares; muestran intensa bioturbación. Las lutitas presentan además costras carbonatadas y cantos subredondeados calcáreos y silíceos dispersos de hasta 7 cm de diámetro. Los **yesos**, masivos, son microcristalinos y se disponen en niveles irregulares de espesor decimétrico a métrico. Las **calizas**, mudstone o wackestone, conforman estratos tabulares de espesor decimétrico a métrico con superficies planas o irregulares. Los niveles fosilíferos presentan restos de gasterópodos y, ocasionalmente, evidencias de intensa bioturbación vertical y oxidación. Los **carbonatos nodulosos** se presentan en niveles tabulares de hasta 1,5 m de espesor con estructura

prismática e incluyen cantos blandos redondeados. Las **areniscas** son de grano medio-grueso y aparecen en un estrato de 1 m de potencia con superficies de estratificación irregulares, cantos de caliza subredondeados de hasta 3 cm de diámetro, bioturbación y costras carbonatadas. Los **microconglomerados**, clastosoportados, están integrados por cantos silíceos y calcáreos redondeados de diámetro inferior a 2 cm. Se disponen en un nivel tabular de 0,3 m de espesor.

Relaciones geométricas y correlación

Los niveles carbonatados de los tramos 1 a 3 están afectados por una discordancia progresiva que culmina a techo del tramo 3 con una discordancia angular que pone en relación los materiales carbonatados y los detríticos-evaporíticos que se les superponen. Los materiales que integran el perfil se disponen hacia el este en contacto mecánico o en *onlap* sobre las rocas mesozoicas de la Sierra Gorda. La correlación de este perfil, Cerro de los Aldabades II, con el perfil Cerro de los Aldabades I, situado 0,4 km al oeste, se ha establecido mediante el seguimiento del nivel guía 6, localizado en dichos perfiles a la base del tramo 2 y en la base del tramo 8, respectivamente (Fig. 2.3).

2.2.3. Transversal de Tortajada (To)

Esta transversal de aproximadamente 10 km de longitud está realizada hacia la parte central de la zona de estudio, entre el Cerro Gordo, al oeste, y la Sierra Gorda, al este (Fig. 2.4). En ella se han levantado ocho columnas estratigráficas: Loma del Pastor (To-1), Cerro Pericón (To-2), Villalba Baja (To-3), Tortajada (To-4), Loma de Peñalena (To-5), Bco. del Palancar (To-6), Bco. de los Pinos (To-7) y Bco. de los Gamellones (To-8). Integran dos planos diferentes, encontrándose los perfiles To-1 a To-4 orientados según una dirección E-W y To-5 a To-8, desplazados hacia el este, con una dirección NE-SW.

En la parte occidental de la transversal dominan los depósitos carbonatados (calizas, margas, y más escasos, limos y carbonatos nodulosos) con algún nivel de detríticos finos (lutitas y escasas areniscas) intercalado (Fig. 2.4). La zona central está dominada hacia el oeste por limos carbonatados, con intercalaciones de tobas y yesos hacia la base y parte media de la sucesión, que pasan verticalmente a calizas y margas. También en la parte central pero más hacia el este (perfil Tortajada, To-4), existe un conjunto predominantemente evaporítico (yesos) que hacia el borde oriental se interdigita con facies terrígenas finas (lutitas y ocasionalmente areniscas) con cuerpos calcáreos intercalados, si bien desaparecen progresivamente. En la zona oriental, en afloramientos próximos a la Falla de Tortajada, existen potentes sucesiones de conglomerados que pasan hacia el oeste a lutitas y carbonatos. Hacia el este los materiales que integran esta transversal se disponen en contacto mecánico o ligero *onlap* con los materiales mesozoicos de la Sierra Gorda.

Perfil Loma del Pastor (To-1)

Situación: Hoja 567 (Teruel) M.T.N.1:50000

Base 30TXK 6596 44765 / Techo 30TXK 658944765

El perfil se ha realizado 3,5 km al oeste de la localidad de Villalba Baja (Fig. 2.4). Su base se sitúa en la margen izquierda de la Rambla de la Cordillera, en la confluencia con un afluente de dirección N-S. El techo se localiza 890 m al oeste, en la parte alta de la Loma del Pastor (1190 m s.n.m.).

Características litológicas

Teniendo en cuenta las características litológicas reconocidas en este perfil de 69 m se han diferenciado tres conjuntos sedimentarios (Fig. 2.4 y Anexo 1). El inferior (tramo 1) está compuesto por una alternancia de calizas, limos y margas blancas, negras y grises. En la parte central (tramos 2 a 4) dominan las margas verdes, grises y negras y las lutitas naranjas, con intercalaciones de carbonatos nodulosos naranjas y blancos, areniscas marrones, y muy escasas de calizas y limos carbonatados blancos. En la parte superior (tramos 5 y 6) predominan las calizas blancas y grises con intercalaciones de margas blancas. Los límites entre estos conjuntos litológicos, también reconocidos en otros perfiles cercanos, constituyen los niveles guía fotogeológicos 7 y 9, respectivamente.

Las **calizas**, mudstone a packstone, se disponen en niveles tabulares de potencia decimétrica a métrica, a veces con superficies de estratificación irregulares. Están laminadas o bioturbadas, con las trazas de bioturbación rellenas en ocasiones por óxidos. Contienen cantos blandos de hasta 4 cm de diámetro, costras carbonatadas y restos de gasterópodos. Las **margas** son masivas y se presentan en niveles tabulares de espesor decimétrico a métrico con frecuentes nódulos de carbonato, bioturbación, marmorización y pátinas de oxidación. Ocasionalmente, contienen fragmentos de gasterópodos y restos carbonosos y, localmente, se reconocen estructuras de deformación (diques clásticos y domos). Los **limos carbonatados** aparecen en paquetes de geometría tabular de hasta 3,3 m de potencia con superficies de estratificación planas o irregulares, contienen fragmentos de gasterópodos y muestran bioturbación y, hacia la parte media de la columna, estructuras de deformación (diques clásticos y diapiros). Los **carbonatos nodulosos** (con estructura prismática o esférica) se presentan en niveles tabulares de hasta 3 m de espesor. Las **lutitas** son masivas y aparecen en paquetes tabulares de espesor decimétrico a métrico con bioturbación y nódulos carbonatados. Las **areniscas**, de grano fino a muy grueso, conforman estratos tabulares de espesor decimétrico. Los más groseros tienen cantos dispersos de caliza subredondeados de hasta 4 cm de diámetro y presentan geometría laxamente canaliforme.

Datación

A partir de la correlación de los yacimientos Las Casiones 2 (KS 2), Las Casiones (KS) y Las Casiones superior (KSS), localizados 1,2 km al N del perfil, con los tramos 1 y 2 de este perfil (Fig. 2.4), la parte inferior y media del mismo ha podido ser asignado a las zonas MN12 y MN13 (Turolense medio y superior) (Alcalá, 1994; van Dam *et al.*, 2001; Fundación Dinópolis, 2008).

Relaciones geométricas y correlación

Hacia el oeste los depósitos laterales a este perfil se disponen en *onlap* sobre materiales jurásicos del Cerro Gordo. El seguimiento del nivel guía 9 ha permitido la correlación de esta transversal con la de San Blas (perfiles SB-6 y SB-7), localizada inmediatamente al sur.

Perfil Cerro Pericón (To- 2)

Situación: Hoja 567 (Teruel) M.T.N.1:50000

Base 30TXK 6621 44767 / Techo 30TXK 6611 44772

La base de este perfil se localiza 1 km al oeste de la localidad de Villalba Baja, en el fondo del Barranco de la Hoz (Fig. 2.4). El techo se ubica a 850 al oeste, en la parte alta del Cerro del Pericón a 1161 m s.n.m.

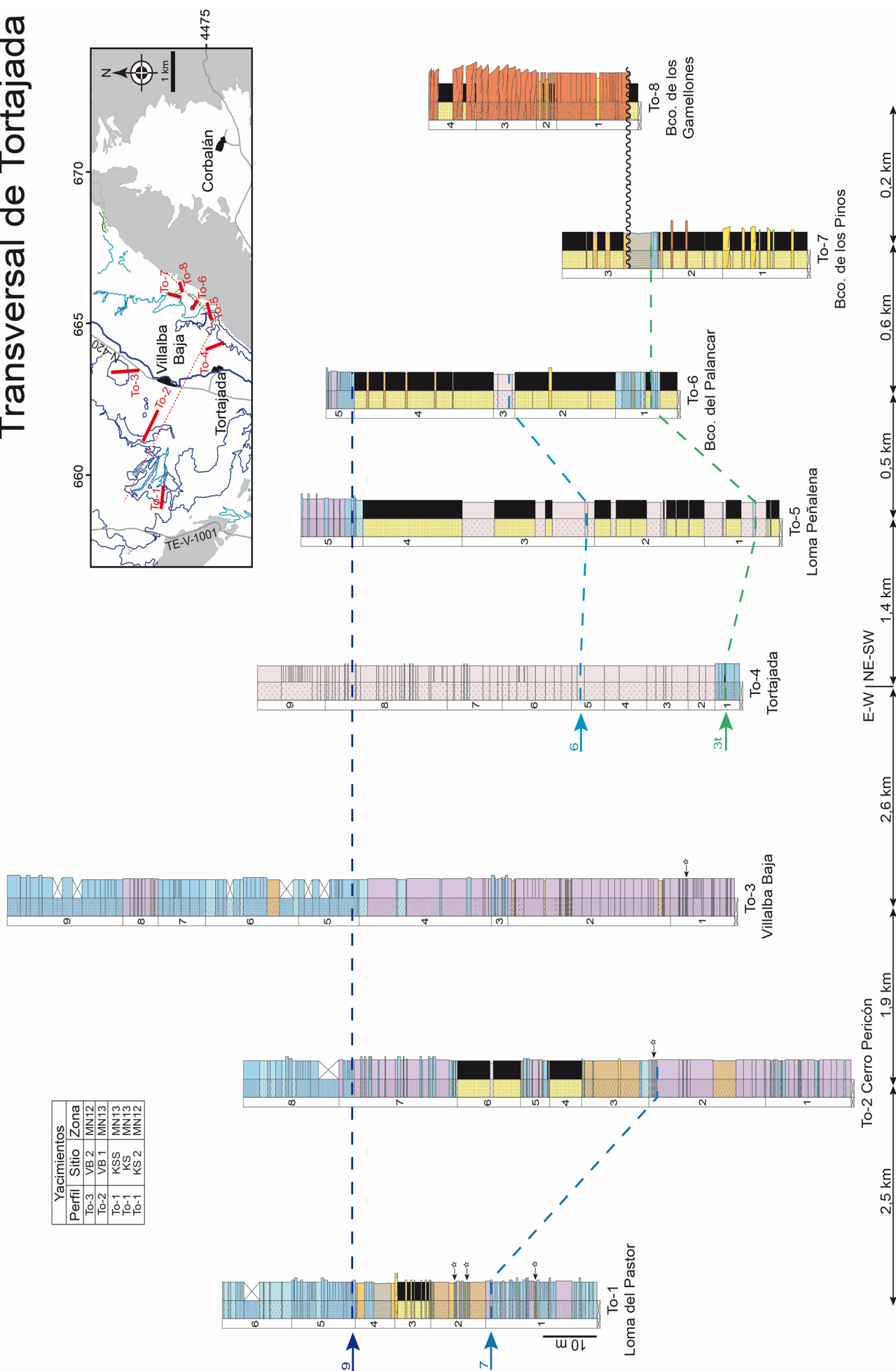
Características litológicas

En este perfil de 112,5 m de espesor se reconocen cuatro conjuntos litológicos (Fig. 2.4 y Anexo 1). El inferior (tramos 1 y 2) está dominado por limos carbonatados grises, blancos y amarillentos con intercalaciones de margas blancas, ocreas y negras, y calizas blancas. En el segundo conjunto (tramos 3 a 6) dominan las lutitas rojas y naranjas que intercalan limos, calizas y escasos yesos blancos y areniscas ocreas. En el tercero (tramo 7) predominan los limos carbonatados con intercalaciones de calizas grises y blancas. Finalmente, el conjunto superior (tramo 8) es predominantemente calcáreo, si bien presenta intercalaciones de margas blancas, más abundantes a techo. Los niveles guía fotogeológicos 7 y 9 se corresponden con el contacto entre los conjuntos 1 y 2 y los conjuntos 3 y 4 descritos, respectivamente.

Los **limos carbonatados** se disponen en niveles tabulares, de hasta 4,2 m de potencia, con superficies de estratificación a veces irregulares e incluyen pasadas bioclásticas y, menos frecuentes, carbonosas. Se reconoce laminación paralela y, más ocasionalmente, bioturbación, nódulos de yeso, intraclastos calcáreos angulosos de hasta 5 cm y, hacia la base, costras carbonatadas y concreciones de óxidos. Las **margas** son masivas y se presentan en niveles tabulares o irregulares de espesor decimétrico a métrico con bioturbación y marmorización, costras ferruginosas y carbonatadas, pátinas de oxidación y niveles carbonosos. Además, contienen nódulos de carbonato, nódulos y cristales de yeso, fragmentos de gasterópodos y restos de macromamíferos. Las **lutitas**, masivas, integran paquetes de geometría tabular y espesor métrico con trazas de bioturbación rellenas por cristales de yeso. Las **calizas** son mudstone-packstone y, a veces, arenosas; conforman estratos tabulares de espesor decimétrico, métrico hacia la parte alta, con trazas de bioturbación rellenas por arenas finas y microkarstificación. Los niveles fosilíferos contienen abundantes restos de gasterópodos. Los **yesos**, masivos y microcristalinos, forman un nivel tabular de 0,6 m de potencia en el que se reconocen algunos nódulos de tamaño decimétrico. Las **areniscas** son de grano fino y se presentan en estratos tabulares de potencia decimétrica con laminación horizontal y cruzada.

Fig. 2.4. Perfiles estudiados y correlación en la transversal de Tortajada (To). Ver leyenda en la figura 2.2.

Transversal de Tortajada



Datación

La correlación física denivel del yacimiento Villalba Baja 1 (VB1), situado 700 m al NE del perfil y estudiado por Weerd (1976), con la parte alta de nuestro tramo 2 ha permitido asignarle una edad MN13 (Turolense superior) (Fig. 2.4).

Relaciones geométricas y correlación

La correlación de esta columna con el perfil Loma del Pastor, localizado 2,5 km hacia el oeste, se ha establecido mediante el seguimiento de los niveles guía 7 y 9 con fotografía aérea. Así se demuestra que la parte alta de tramo 2 y la base del tramo 8 del perfil Cerro Pericón se corresponden, respectivamente, con el techo del tramo 1 y la base del tramo 5 del perfil Loma del Pastor (Fig. 2.4).

Perfil Villalba Baja (To- 3)

Situación: Hoja 567 (Teruel) M.T.N.1:50000 Base 30TXK 6632 44769 / Techo 30TXK 6632 44780

La base del perfil se sitúa próxima a la localidad de Villalba Baja, inmediatamente al este del cementerio, bajo una masada abandonada en la margen derecha del río Alfambra; el techo se encuentra 1,1 km al norte, en el Cabezo Agudo (1114 ms.n.m.) (Fig. 2.4).

Características litológicas

En este perfil de 135 m de espesor se observan dos conjuntos litológicos claramente distintos (Fig. 2.4 y Anexo 1). El inferior (tramos 1 a 4) está integrado por limos carbonatados blancos y marrones con intercalaciones de tobas grises y calizas blancas. El superior (tramos 5 a 9) está compuesto por calizas blancas y grises con abundantes intercalaciones de margas blancas y, menos frecuentes de limos blancos y tobas grises. El nivel guía 9 se sitúa aproximadamente en el contacto entre dichos conjuntos litológicos.

Los **limos carbonatados**, a veces laminados, conforman paquetes tabulares de potencia decimétrica a métrica. Contienen abundantes gasterópodos, costras carbonatadas y pátnas carbonosas hacia la base del perfil. Ocasionalmente se reconoce estratificación cruzada planar, en surco y *hummocky*, laminación paralela, cruzada y *ripples*. Las **calizas** son mudstone o wackestone y se disponen en niveles tabulares de hasta 2 m de espesor con restos de gasterópodos ocasionales. Es común, especialmente hacia techo de la columna, la presencia de bioturbación y microkarstificación. Los niveles de **tobas** son tabulares o, a veces, muy irregulares, y de potencia decimétrica. Se reconocen niveles de fitohermos de tallos y niveles fitoclásticos, así como algún nivel oncolítico. Las **margas** son masivas y se presentan en estratos tabulares de potencia decimétrica a métrica.

Datación

La parte baja del perfil (tramo 1) se ha asignado a MN12 (Turolense medio) mediante el yacimiento Villalba Baja 2 (VB2) (van Dam *et al.*, 2001; Fundación Dinópolis, 2008), yacimiento que está situado 200 m al suroeste y que se ha correlacionado físicamente con el techo del tramo 1 (Fig. 2.4).

Relaciones geométricas y correlación

Este perfil se ha correlacionado con el perfil Cerro Pericón, situado a 1,9 km al suroeste, mediante el seguimiento del nivel 9 en fotografía aérea. De este modo, se ha correlacionado la base del tramo 5 del perfil Villalba Baja con el techo del tramo 7 del perfil Cerro Pericón (Fig. 2.4).

Perfil Tortajada (To- 4)

Situación: Hoja 567 (Teruel) M.T.N.1:50000 Base 30TXK 6641 44749 / Techo 30TXK 6659 44796

Este perfil se sitúa en la margen izquierda del río Alfambra (Fig. 2.4). Su base está localizada en el fondo de un barranco paralelo al camino de la Sierra de Tortajada, 730 m al noreste de la localidad de Tortajada; el techo en un cerro de 1086 m s.n.m. situado 720 m al sur, en la zona del Toconar.

Características litológicas

En este perfil de 90 m de espesor se pueden diferenciar dos conjuntos litológicos superpuestos (Fig. 2.4 y Anexo 1). El inferior de 5 m de espesor (tramo 1), se corresponde con el nivel guía 3t y está predominantemente compuesto por **calizas** y **margocalizas** grises con textura mudstone que conforman estratos tabulares de hasta 1,6 m de potencia. En todo el tramo se observa bioturbación y nódulos de carbonato. El potente conjunto superior (tramos 2 a 9) está dominado por **yesos** microcristalinos, masivos o laminados, que se disponen en estratos tabulares de espesor decimétrico a métrico y que,

ocasionalmente, presentan bioturbación, nodulización, pátinas de óxido y, a veces, contienen pequeños restos de gasterópodos. Hacia la parte superior existen algunas intercalaciones de calizas de textura mudstone en niveles masivos de potencia decimétrica con superficies de estratificación irregulares.

Relaciones geométricas y correlación

No existe ningún nivel con continuidad suficiente que permita la conexión física entre los perfiles Tortajada y Villalba Baja, separados 2,6 km, debido a que están separados por el río Alfambra. No obstante, el nivel guía 9 se ha podido seguir por ambos márgenes del río, existiendo criterios tanto en zonas localizadas al norte como al sur para establecer su equivalencia. A partir de ello, se ha deducido que el techo del tramo 8 del perfil Tortajada equivale a la base del tramo 5 del perfil Villalba Baja (Fig. 2.4).

Perfil Loma de Peñalena (To-5)

Situación: Hoja 567 (Teruel) M.T.N.1:50000

Base 30TXK 6655 44750 / Techo 30TXK 6656 44752

El perfil se ha realizado 2,1 km al este de la localidad de Tortajada (Fig. 2.4). Su base se localiza en un afluente de la margen izquierda del Barranco del Palancar y el techo 450 m al oeste, en la cima de la Loma de Peñalena (1141 m s.n.m.).

Características litológicas

Este perfil tiene un espesor de casi 90 m y en su mayor parte (tramos 1 a 4) se caracteriza por una alternancia de lutitas marrones, rojas, naranjas y verdes y yesos blancos y grises, con intercalaciones de margas y carbonatos nodulosos grises (Fig. 2.4 y Anexo 1). En la parte superior (tramo 5) dominan materiales carbonatados: limos grises, calizas blancas y grises y margas blancas. El límite entre ambos conjuntos litológicos se corresponde con el nivel guía 9 y en el conjunto inferior se reconocieron los niveles guía 3t (en la base) y 6 (en la parte central) al seguir físicamente los niveles descritos en otros perfiles.

Las **lutitas** son masivas y se presentan en niveles tabulares de potencia decimétrica a métrica con bioturbación, nódulos de yeso y de carbonato, y grandes cristales de yeso. Los **yesos** de textura microcristalina, a veces nodulosa hacia techo, son en ocasiones laminados y se disponen en niveles tabulares de hasta 6,1 m de espesor. Los **limos carbonatados** integran estratos tabulares de potencia decimétrica a métrica con abundante contenido bioclástico (restos de gasterópodos). Las **calizas** presentan textura mudstone a packstone y se organizan en estratos tabulares de espesor decimétrico a métrico, con superficies de estratificación planas o irregulares. Se reconoce frecuentemente gasterópodos, bioturbación y microkarstificación y, más ocasionalmente, intraclastos blandos de hasta 2 cm de diámetro. Las **margas** son masivas y aparecen en estratos tabulares de espesor decimétrico a métrico con bioturbación y costras carbonatadas. Los **carbonatos nodulosos** (con nódulos esféricos) forman un nivel tabular de 0,2 m de espesor con una costra carbonatada centimétrica a techo.

Relaciones geométricas y correlación

El perfil Loma de Peñalena se ha correlacionado con el perfil Tortajada, situado 1,4 km al suroeste, mediante el seguimiento de los niveles 3t, 6 y 9. De esta manera, las partes basales de los tramos 1, 3 y 5 de la columna Loma de Peñalena son equivalentes, respectivamente, a los tramos 1, 5 y techo de 8 de la columna Tortajada (Fig. 2.4).

Perfil Bco. del Palancar (To-6)

Situación: Hoja 567 (Teruel) M.T.N.1:50000

Base 30TXK 6657 44752 / Techo 30TXK 6655 44754

La base de este perfil se localiza 2,2 km al noreste de la localidad de Tortajada, en un afluente de la margen derecha del Barranco del Palancar, y el techo en lo alto de un cerro de 1107 m s.n.m. situado inmediatamente al oeste (Fig. 2.4).

Características litológicas

En este perfil de 65 m de potencia se pueden separar tres conjuntos litológicos (Fig. 2.4 y Anexo 1). En el inferior (tramo 1) predominan las calizas blancas y las margas blancas y verdes, si bien existen niveles lutíticos rojos, especialmente en la base. La parte central (tramos 2 a 4) está compuesta principalmente por lutitas naranjas que presentan intercalaciones de carbonatos nodulosos naranjas, yesos blancos y muy ocasionales de areniscas marrones. El conjunto superior (tramo 5) se compone de calizas y limos carbonatados blancos con intercalaciones de margas negras. En el conjunto inferior se ha reconocido el nivel guía 3t en el primer paquete de calizas; en el intermedio, un paquete de 4 m de yesos (tramo 3) se corresponde con el nivel guía 6, y el contacto con el conjunto superior carbonatado se corresponde con el nivel 9.

Las **lutitas** son masivas y se presentan en niveles tabulares de espesor métrico con bioturbación por raíces, nódulos de carbonato o de yeso y cristales de yeso. Las **calizas**, mudstone a packstone, se disponen en estratos tabulares de potencia decimétrica a métrica con bioturbación y, ocasionalmente, intraclastos calcáreos de diámetro inferior a 5 cm. Los niveles fosilíferos contienen bioclastos (gasterópodos). Las **margas** son masivas o laminadas y conforman estratos tabulares de potencia decimétrica a métrica, con superficies de estratificación planas o irregulares. Se reconoce bioturbación, abundantes bioclastos y nódulos de carbonato o yeso. Los **yesos** son de tipo microcristalino y nodular, están a veces laminados y se disponen en niveles tabulares de potencia decimétrica a métrica. Los **limos** integran un nivel tabular de 1,1 m de espesor con restos de gasterópodos. Los **carbonatos nodulosos** forman niveles tabulares de espesor decimétrico y los nódulos son esféricos. Las **areniscas**, de grano medio, aparecen en un estrato tabular de 0,6 m de potencia que contiene grandes cristales de yeso.

Relaciones geométricas y correlación

El seguimiento con la fotografía aérea y la correlación física en el campo de los niveles guía 3t, 6 y 9 indica que los tramos 1, 3 y 5 de los perfiles Bco. del Palancar y Loma de Peñalena, separados 500 m, son equivalentes (Fig. 2.4). Además, el seguimiento de los niveles guía 6 y 9 ha permitido la correlación de esta transversal con las transversales de San Blas (SB-7 y SB-8) y Celadas (perfiles Ce-4 y Ce-5), localizadas inmediatamente al sur y al norte, respectivamente.

Perfil Bco. de los Pinos (To-7)

Situación: Hoja 567 (Teruel) M.T.N.1:50000 Base 30TXK 6659 44759 / Techo 30TXK 6660 44759

El perfil se ha realizado 2,8 km al noreste de la localidad de Tortajada (Fig. 2.4). Su base se localiza a 300 m al sur de los Corrales de las Lometillas y el techo en lo alto de un cerro de 1111 m s.n.m. situado inmediatamente al este de la base (nivel guía 3t).

Características litológicas

El perfil, de 45,4 m de espesor, está constituido mayoritariamente por lutitas rojas con intercalaciones de areniscas grisáceas y conglomerados grises en la mitad inferior, y de carbonatos nodulosos rojos en la superior (Fig. 2.4 y Anexo 1). En la base del tramo 3 existe un potente nivel de carbonatos nodulosos blancos y naranjas con calizas en la base.

Las **lutitas** son masivas y se disponen en paquetes tabulares de potencia decimétrica a métrica con bioturbación y nódulos carbonatados; ocasionalmente presentan costras carbonatadas centimétricas y cantos calcáreos subredondeados dispersos de hasta 5 cm de diámetro. Las **areniscas** son de grano fino a grueso y conforman estratos tabulares o laxamente canaliformes de hasta 1,4 m de espesor. Los cuerpos canaliformes presentan estratificación cruzada en surco, laminación paralela y cruzada. En algún nivel se reconocen pasadas de cantos calcáreos subredondeados a redondeados de hasta 7 cm de diámetro. Los **carbonatos nodulosos** (con estructura esférica o prismática) integran niveles tabulares de hasta 4,2 m de espesor que ocasionalmente exhiben costras carbonatadas a techo y pasadas de cantos calcáreos redondeados de hasta 2 cm de diámetro. Los **conglomerados** son clastosoportados con matriz lutítica; los cantos son calcáreos y silíceos, subangulosos a subredondeados y de diámetro inferior a 15 cm. Se disponen en cuerpos tabulares de potencia decimétrica que pueden presentar costras carbonatadas a techo. Las **calizas**, mudstone, aparecen en un paquete tabular de 1,3 m de potencia que muestra cicatrices internas, intensa bioturbación, nodulización y microkarstificación.

Relaciones geométricas y correlación

Hacia la base del tramo 3 se reconoce una discordancia angular de muy bajo ángulo entre el potente nivel de carbonatos nodulosos y la sucesión lutítica superior. A partir del seguimiento físico en campo del nivel guía 3t, la base del tramo 3 de este perfil se ha correlacionado con el tramo 1 del perfil Bco. del Palancar, situado 600 m al suroeste (Fig. 2.4).

Perfil Bco. de los Gamellones (To-8)

Situación: Hoja 567 (Teruel) M.T.N.1:50000 Base 30TXK 6662 44758 / Techo 30TXK 6663 44759

La base del perfil se localiza 3 km al noreste de la localidad de Tortajada, en la margen derecha del barranco de los Pinos, 760 m al sureste de los Corrales de las Lometillas (Fig. 2.4). El techo se sitúa inmediatamente al norte, en las proximidades del barranco de los Gamellones, junto a la Senda a Corbalán.

Características litológicas

Este perfil de 39 m de espesor incluye mayoritariamente conglomerados que intercalan algunos niveles de lutitas rojas y naranjas, especialmente en la parte inferior y superior, y areniscas naranjas (Fig. 2.4 y Anexo 1).

Los **conglomerados** son clastosoportados y están predominantemente compuestos por cantos calcáreos angulosos-subredondeados de entre 9 y 55 cm de diámetro. En la mitad inferior del perfil se disponen en paquetes tabulares de potencia decimétrica a métrica con matriz lutítica y, ocasionalmente, costras carbonatadas a techo. Hacia la parte superior dominan los cuerpos canaliformes de hasta 4,6 m de espesor, con matriz arenosa de grano fino y cicatrices internas canaliformes que incluyen también cantos silíceos subangulosos a subredondeados de hasta 55 cm. Se reconoce estratificación cruzada en surco y costras carbonatadas centimétricas. Las **lutitas** son masivas y se disponen en cuerpos tabulares de potencia decimétrica a métrica con bioturbación y nódulos carbonatados. Las **areniscas** son de grano fino a grueso, e integran estratos tabulares de espesor decimétrico que muestran bioturbación vertical, costras carbonatadas y ocasionalmente laminación cruzada.

Relaciones geométricas y correlación

Entre las lutitas de la base del perfil y los materiales conglomeráticos se ha reconocido una discordancia angular, de manera que las primeras buzan hacia el W y los segundos lo hacen con una menor inclinación. No existe ningún nivel fotogeológico que enlace este perfil con el perfil Bco. de los Pinos, separados escasos 200 m, y tampoco ha sido posible la correlación física en campo. La correlación de estos perfiles tan próximos se ha establecido, con cierta incertidumbre, a partir de la presencia en ambos de una discordancia angular de características similares (Fig. 2.4).

2.2.4. Transversal de Celadas (Ce)

La transversal de Celadas es la que presenta mayor longitud, con una distancia aproximadamente de 13 km entre el Alto de Celadas, al oeste, y la Sierra de Castelfrío, al este (Fig. 2.5). Se han levantado ocho perfiles estratigráficos: Rambla de Celadas (Ce-1), Bco. del Agüica de Celadas (Ce-2), Santa Quiteria (Ce-3), Los Arreñales (Ce-4), Bco. del Rebollo (Ce-5), Las Modorras (Ce-6), Bco. Malo (Ce-7) y Salto del Montalvo (Ce-8).

Hacia los extremos de la transversal y, especialmente, en relación con la serie más antigua, afloran depósitos terrígenos, con predominio de conglomerados y areniscas que pasan progresivamente hacia el centro de la cuenca a facies más finas de lutitas y, finalmente, a yesos o calizas; los yesos se desarrollan más hacia la parte oriental y las calizas hacia la occidental. Los depósitos más modernos sólo afloran en el centro de la transversal y están dominados por materiales carbonatados (calizas y margas). En el margen occidental, los materiales de esta transversal se disponen geoméricamente en *onlap* sobre materiales jurásicos del Cerro Gordo. Del mismo modo, en el margen oriental los niveles inferiores del perfil Ce-8 se apoyan sobre materiales paleógenos y jurásicos y, hacia el este, materiales equivalentes se disponen en contacto mecánico o en *onlap* sobre rocas mesozoicas de la Sierra de Castelfrío.

Perfil Rambla de Celadas (Ce-1)

Situación: Hoja 567 (Teruel) M.T.N.1:50000

Base 30TXK 6533 44813 / Techo 30TXK 6546 44816

La base del perfil se localiza 3,4 km al oeste de la localidad de Celadas en un meandro muy marcado de la rambla de Celadas, bajo una masada en la margen derecha (Fig. 2.5). El techo se ubica al este, 1,7 km al sur de la localidad de Celadas, en un pequeño cerro inmediatamente al oeste del Camino de Conclud.

Características litológicas

El perfil tiene casi 96 m de espesor y se divide en tres conjuntos superpuestos con litologías diferentes (Fig. 2.5 y Anexo 1). El inferior (tramos 1 a 3) está compuesto por conglomerados grises y

anaranjados (brechas hacia la base) con intercalaciones de lutitas naranjas, especialmente en la mitad superior. El segundo conjunto se corresponde con el tramo 4 y es una alternancia de lutitas marrones y carbonatos nodulosos ocre, marrones y blancos. El conjunto superior, constituido por los tramos 5 a 7 está integrado por calizas y margas blancas y grises y carbonatos nodulosos ocre, si bien son frecuentes las lutitas marrones y naranjas (especialmente en la parte intermedia); hay algunas intercalaciones de limos grises y areniscas ocre. Entre el conjunto intermedio y superior (base del tramo 5) se ha reconocido el nivel guía 9, ya descrito previamente.

Las **lutitas** son masivas y se disponen en paquetes tabulares de espesor hasta métrico. Presentan bioturbación, nódulos y costras carbonatadas y, más ocasionalmente, marmorización y cantos calcáreos dispersos, subangulosos-subredondeados y de hasta 9 cm de diámetro. Los **conglomerados** son clastosoportados, con matriz lutítica o arenosa gruesa; los cantos son calcáreos y silíceos, subangulosos a subredondeados, de entre 7 y 34 cm de diámetro, siendo los carbonatados los de mayor tamaño. Integran cuerpos canaliformes de hasta 3,1 m de potencia con cicatrices internas y, ocasionalmente, estratificación horizontal y costras carbonatadas. Los **carbonatos nodulosos** (con nódulos esféricos o prismáticos) conforman niveles tabulares de 0,6 a 2,3 m de potencia e incluyen esporádicamente cantos de caliza subangulosos-subredondeados de hasta 2 cm de diámetro. Las **calizas**, de textura mudstone a packstone, se disponen en estratos tabulares de potencia decimétrica con bioturbación, laminación paralela y raros intraclastos blandos y halos de oxidación. Los niveles de textura packstone contienen abundantes fragmentos de gasterópodos. Las **margas** son masivas y forman estratos tabulares de hasta 1 m de potencia con bioturbación, nódulos de carbonato y, más ocasionalmente, marmorización y evidencias de oxidación; los fragmentos de gasterópodos son muy abundantes. Las **brechas**, clastosoportadas con matriz lutítica y a veces cemento blanquecino, son de cantos calcáreos angulosos a subredondeados de hasta 4 cm de diámetro. Se disponen en niveles tabulares de espesor decimétrico con estratificación horizontal y abundantes costras carbonatadas. Los **limos carbonatados** se presentan en estratos tabulares, a veces con superficies de estratificación irregulares, de potencia decimétrica con abundantes restos bioclásticos y bioturbación ocasional. Las **areniscas** son de grano fino y aparecen en un estrato tabular de 0,4 m de espesor con laminación horizontal.

Datación

La presencia en el perfil de los yacimientos Celadas 5 (CE 5) y Celadas 6 (CE 6) en el techo del tramo 5 y parte media del tramo 6, respectivamente, ha permitido asignar estos materiales a la biozona MN14 (Rusciniense inferior; Mein *et al.*, 1983, 1990) (Fig. 2.5). El yacimiento Celadas 8 (CE 8), asignado también a la zona MN14 (Mein *et al.*, 1983, 1990) y situado 2 km al S, ha sido correlacionado mediante fotografía aérea con la base del tramo 5 de nuestro perfil, por lo que se le puede atribuir también la misma edad.

Relaciones geométricas y correlación

La base del perfil y materiales equivalentes hacia el oeste se disponen geoméricamente en *onlap* sobre materiales jurásicos del Cerro Gordo. El seguimiento del nivel 9 hacia el sur de la fosa permite la correlación de la transversal de Celadas con la de Tortajada (perfil To-1).

Perfil Bco. del Agüica de Celadas (Ce-2)

Situación: Hoja 567 (Teruel) M.T.N.1:50000 Base 30TXK 6620 44820 / Techo 30TXK 6622 44826

El perfil se ha realizado 4,9 km al este de la localidad de Celadas (Fig. 2.5). Su base se sitúa en un meandro muy acusado en la margen derecha del barranco del Agüica de Celadas y el techo 500 m al norte, en un paraje denominado Cerro Alto, a 100 m del Camino de Casares.

Características litológicas

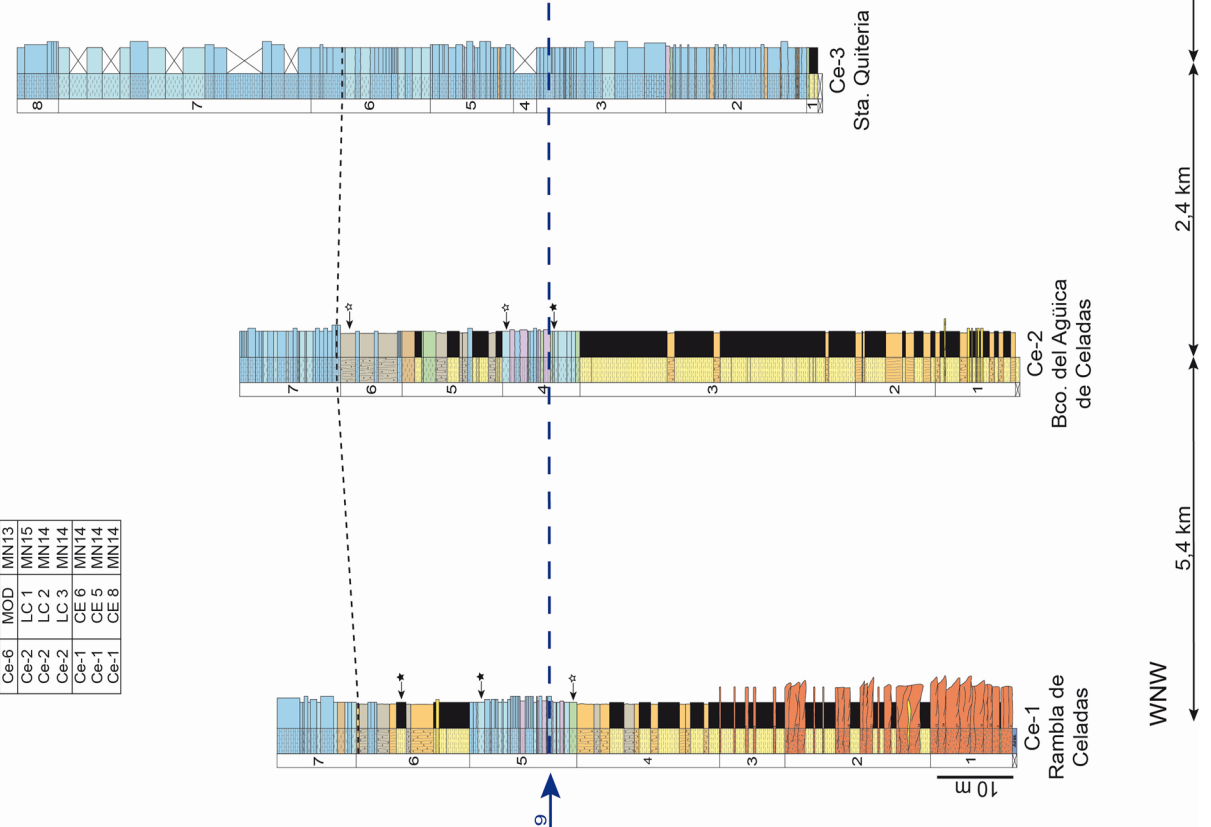
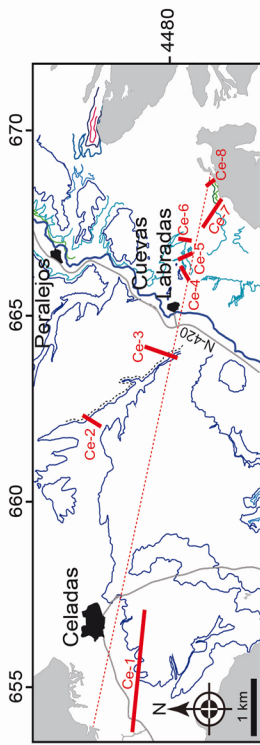
En este perfil de aproximadamente 101 m de espesor (Fig. 2.5 y Anexo 1) se reconoce una mitad inferior (tramos 1 a 3) caracterizada por materiales detríticos: lutitas marrones, grisáceas y negras con intercalaciones de carbonatos nodulosos naranjas y marrones y, menos frecuentemente, niveles de areniscas marrones. La mitad superior (tramos 4 a 7) es heterolítica, si bien en base y techo dominan los carbonatos (calizas blancas), con intercalaciones de margas grises, negras y blancas, y en la parte intermedia carbonatos nodulosos blancos con intercalaciones de limos grises y lutitas naranjas. En este perfil se ha reconocido, como en el perfil anterior, el nivel guía 9 (tramo 4).

Las **lutitas** son masivas e integran niveles tabulares de espesor decimétrico a métrico que exhiben bioturbación, marmorización y nódulos de carbonato. Los **carbonatos nodulosos** (con nódulos esféricos y prismáticos) se disponen en niveles tabulares de hasta 2,2 m de potencia. Las **margas** son masivas y se

Fig. 2.5. Perfiles estudiados y correlación en la transversal de Celadas (Ce). Ver leyenda en la figura 2.2.

Transversal de Celadas

Yacimientos		
Perfil	Sito	Zona
Ce-6	MOD	MN13
Ce-2	LC 1	MN15
Ce-2	LC 2	MN14
Ce-2	LC 3	MN14
Ce-1	CE 6	MN14
Ce-1	CE 5	MN14
Ce-1	CE 8	MN14



presentan en estratos tabulares de espesor decimétrico a métrico con bioturbación, nódulos de carbonato y, ocasionalmente, marmorización, halos de oxidación y laminación paralela. En los niveles más oscuros se reconocen fragmentos de gasterópodos y esquirlas de huesos largos. Las **calizas** son mudstone a packstone y constituyen estratos tabulares, a veces con superficies de estratificación irregulares, de potencia decimétrica a métrica. Exhiben bioturbación y, ocasionalmente, karstificación e intraclastos blandos. En los niveles fosilíferos dominan los fragmentos de gasterópodos. Los **limos carbonatados** forman estratos irregulares de potencia decimétrica con abundantes restos bioclásticos. Ocasionalmente, muestran bioturbación intensa, nódulos carbonatados y laminación paralela. Las **areniscas** son de grano fino a muy grueso y conforman estratos generalmente tabulares de espesor decimétrico.

Datación

El yacimiento Lomas de Casares 3 (LC3) (Mein *et al.*, 1990; IELIG, 2011) se encuentra situado en la base del tramo 4 (Fig. 2.5) lo que permite asignar estos materiales a la biozona MN14 (Rusciniense inferior). En la margen opuesta del barranco, a unos escasos 500 m, se sitúan los yacimientos Lomas de Casares 2 (LC2) y Lomas de Casares 1 (LC1) asignados a las biozonas MN14 (Rusciniense inferior), el primero, y MN15 (Rusciniense superior), el segundo (Mein *et al.*, 1990; IELIG, 2011). Mediante fotografía aérea se han correlacionado ambos yacimientos con la parte alta del tramo 4 y el techo del tramo 6 de nuestro perfil, respectivamente.

Relaciones geométricas y correlación

La correlación de esta columna (Ce-2) con el perfil Rambla de Celadas (Ce-1) antes descrito y localizado 5,4 km hacia el oeste se ha establecido mediante el seguimiento de los niveles 9 y 11c con fotografía aérea. Ello ha permitido correlacionar la parte baja del tramo 4 y el techo del 6 del perfil Ce-2, con la parte baja de tramo 5 y el techo del 6 del perfil Rambla de Celadas, respectivamente (Fig. 2.5).

Perfil Santa Quiteria (Ce-3)

Situación: Hoja 567 (Teruel) M.T.N.1:50000 Base 30TXK 6637 44799 / Techo 30TXK 6641 44805

Este perfil se ha realizado 1,5 km al oeste de la localidad de Cuevas Labradas (Fig. 2.5). Su base se localiza en la margen derecha del barranco del Agüica de Celadas, en un meandro muy acusado, y el techo 650 m al norte, en la parte alta del Cerro de Santa Quiteria (1124 m s.n.m.).

Características litológicas

Litológicamente este perfil de 104 m de espesor es bastante homogéneo y está compuesto por calizas blancas y grises que intercalan margas blancas, grises, verdes, negras y ocres; muy ocasionalmente aparecen limos carbonatados blancos y lutitas rojizas (Fig. 2.5 y Anexo 1).

Las **calizas**, con textura mudstone a packstone, se disponen en estratos tabulares de hasta 2,8 m de espesor. Presentan laminación paralela, bioturbación, a veces muy intensa, y, ocasionalmente, karstificación y evidencias de oxidación. Los niveles fosilíferos contienen restos de gasterópodos. Las **margas**, masivas o laminadas, se presentan en niveles tabulares de potencia decimétrica a métrica con superficies planas o irregulares. Se reconoce bioturbación, nódulos carbonatados, pátinas de oxidación y costras carbonatadas. Las **lutitas**, masivas o laminadas, aparecen en estratos tabulares de espesor decimétrico con bioturbación, nódulos de carbonato y costras carbonatadas. Los **limos** conforman estratos irregulares de potencia decimétrica, tienen abundante contenido bioclástico y, raramente, bioturbación y nódulos de carbonato.

Relaciones geométricas y correlación

La correlación del perfil Santa Quiteria se ha realizado mediante el seguimiento físico en campo y en fotografía aérea del nivel 9, desde el perfil Bco. del Agüica de Celadas situado 2,4 km al oeste (Fig. 2.5). El nivel 9 se ha correlacionado con el techo del tramo 3 de este perfil, por lo que este se corresponde con la parte inferior del tramo 4 del Bco. del Agüica de Celadas. El seguimiento del nivel guía 9 hacia el sur ha permitido, además, la correlación de esta transversal con la de Tortajada (perfiles To-1 a To-3).

Perfil Los Arreñales (Ce-4)

Situación: Hoja 567 (Teruel) M.T.N.1:50000 Base 30TXK 6658 44796 / Techo 30TXK 6659 44796

Este perfil se ha realizado 650 m al este de la localidad de Cuevas Labradas (Fig. 2.5). Su base se localiza en la margen derecha del barranco del Rebollo y el techo en lo alto de un cerro de 1063 m s.n.m. situado inmediatamente al norte.

Características litológicas

En este perfil unos 92 m de espesor se reconocen dos conjuntos litológicos (Fig. 2.5 y Anexo 1). El conjunto inferior (tramos 1 a 8) es muy potente y está constituido por yesos blancos y amarillentos con intercalaciones ocasionales de calizas blancas y margas verdes y negras. En el superior (tramo 9) predominan las calizas blancas que intercalan margas y yesos blancos.

Los **yesos**, microcristalinos, se presentan en niveles tabulares de potencia decimétrica a métrica con esporádica textura nodular. Se reconoce laminación paralela, nódulos carbonatados y bioturbación. Las **margas** están laminadas y aparecen en estratos tabulares de espesor decimétrico a métrico con nódulos de yeso y carbonato y, esporádicamente, bioturbación, estructuras de deformación (dique-*sills*) y fragmentos de gasterópodos y de huesos de macromamíferos. Las **calizas**, de textura mudstone a wackestone, se presentan en estratos tabulares de hasta 2,2 m de espesor con evidencias bioturbación, más abundante en los niveles fosilíferos con abundantes restos de gasterópodos.

Relaciones geométricas y correlación

No existe ningún nivel fotogeológico con continuidad física que permita la conexión entre este perfil y el de Sta. Quiteria, localizado 2 km al oeste debido a la erosión producida por el río Alfambra. No obstante, el nivel guía 9 se ha podido correlacionar por ambos márgenes en zonas próximas, existiendo criterios tanto al norte como al sur, para establecer su equivalencia. A partir de ello, la parte superior del tramo 8 de este perfil se considera equivalente al techo del tramo 3 del perfil Sta. Quiteria (Fig. 2.5).

Perfil Bco. del Rebollo (Ce-5)

Situación: Hoja 567 (Teruel) M.T.N.1:50000

Base 30TXK 6661 44794 / Techo 30TXK 6662 44795

El perfil se ha realizado 1 km al este de la localidad de Cuevas Labradas (Fig. 2.5). Su base se localiza en la margen derecha del barranco del Rebollo y el techo en la parte más oriental de un cerro de 1074 m s.n.m. situado inmediatamente al norte.

Características litológicas

Este perfil de 67,5 m de espesor se caracteriza por una alternancia de paquetes decamétricos de yesos blancos, amarillentos, grises y marrones y de lutitas rosáceas y marrones (Fig. 2.5 y Anexo 1). Ocasionalmente, se reconocen intercalaciones de margas blancas y negras y calizas blanquecinas. La base y techo de un paquete decamétrico de yesos (tramo 5) intercalado entre dos tramos esencialmente lutíticos (tramos 4 y 6) se corresponden con los niveles guía 6 y 7, respectivamente. En la base del tramo 7, de nuevo yesífero, se sitúa el nivel guía 9.

Los **yesos**, con textura microcristalina, se disponen en paquetes tabulares de potencia decimétrica a métrica con ocasionales nódulos de yeso de tamaño decimétrico y bioclastos; además presentan bioturbación y grietas de desecación. Las **lutitas** son masivas y se presentan en niveles tabulares de espesor decimétrico a métrico, y muestran, hacia la base del perfil, grandes cristales de yeso y nódulos carbonatados y, hacia techo, bioturbación. Las **margas** son masivas y conforman estratos tabulares, a veces muy irregulares, de hasta 1 m de potencia; contienen nódulos carbonatados, halos de oxidación y trazas de bioturbación. Las **calizas** son de textura mudstone y se disponen en estratos generalmente irregulares de espesor decimétrico. Presentan costras de yeso hacia la base del perfil y nódulos carbonatados a techo.

Relaciones geométricas y correlación

Este perfil se ha correlacionado físicamente en campo y mediante foto aérea con el perfil Los Arreñales (0,5 km al oeste) a partir del seguimiento de los niveles 6 y 9 representados en ambos perfiles. De esta manera, la base de los tramos 5 y 7 del perfil Bco. del Rebollo serían respectivamente correlacionables con los tramos 5 y techo de 8 de Los Arreñales (Fig. 2.5).

Perfil Las Modorras (Ce-6)

Situación: Hoja 567 (Teruel) M.T.N.1:50000

Base 30TXK 6666 44793 / Techo 30TXK 6671 44793

Este perfil se ha realizado en el paraje Las Modorras, situado 1,4 km al este de la localidad de Cuevas Labradas (Fig. 2.5). Su base se localiza en un afluente de dirección NE-SW del barranco del Rebollo, en su margen derecha, y el techo 480 m al noreste, inmediatamente al sur del Camino de Cedrillas.

Características litológicas

La litología de este perfil de 40,8 m de espesor tiene un carácter heterolítico (Fig. 2.5 y Anexo 1) pero predominan las lutitas naranjas y marrones (tramos 1, 2 y 4) y, en menor medida, yesos blancos y carbonatos nodulosos ocres y blancos (tramo 3) y conglomerados grises, areniscas naranjas y calizas blancas, poco frecuentes (tramo 5). El neto cambio litológico entre las lutitas de los tramos 2 y 4 y los yesos del tramo 3 intercalados se corresponden, respectivamente, con los niveles guía 6 y 7 (Fig. 2.5).

Las **lutitas** son masivas y se presentan en paquetes tabulares de espesor decimétrico a métrico con bioturbación, nódulos carbonatados y cristales de yeso. Ocasionalmente, se reconocen cantos dispersos calcáreos y silíceos, subangulosos a subredondeados y de hasta 14 cm de diámetro. Los **yesos** son microcristalinos y se presentan en cuerpos tabulares de potencia decimétrica a métrica, con niveles centimétricos laminados o nodulares ocasionales. Los **carbonatos nodulosos** (con nódulos esféricos) aparecen en niveles tabulares de hasta 1,8 m de espesor. Los **conglomerados**, clastosoportados con matriz arenosa de grano fino-medio, incluyen cantos carbonatados y silíceos, subangulosos a subredondeados, de hasta 22 cm de diámetro; los de mayor tamaño son los carbonatados. Integran niveles tabulares de hasta 3 m de espesor con estratificación cruzada y horizontal. Las **areniscas** son de grano fino a medio y se presentan en estratos tabulares o laxamente canaliformes de potencia decimétrica a métrica. Los cuerpos tabulares muestran bioturbación y nódulos carbonatados, y los canales contienen cicatrices internas también canaliformes que individualizan secuencias granodecrescentes, con *lags* de cantos de hasta 20 cm de diámetro. Las **calizas**, mudstone, conforman estratos tabulares de espesor decimétrico con bioturbación rellena por yeso y costras yesíferas laminadas de potencia centimétrica.

Datación

La presencia del yacimiento Las Modorras (MOD) (van Dam *et al.*, 2001; van Dam *com. pers.*) a 400 m y su correlación con el perfil con fotografía aérea (Fig. 2.5), permiten situarlo a techo del tramo 4 y asignar este nivel a la biozona MN13 (Turolense superior).

Relaciones geométricas y correlación

Los niveles guía 6 y 7 permiten correlacionar este perfil con el perfil Bco. del Rebollo, situado 0,4 km al oeste, de manera que el tramo 3 del perfil Las Modorras se correlaciona con el tramo 5 del Bco. del Rebollo (Fig. 2.5). El seguimiento de dichos niveles guía permite, además, la correlación de esta transversal hacia el norte y sur con las transversales de Peralejos y Tortajada, respectivamente.

Perfil Bco. Malo (Ce-7)

Situación: Hoja 567 (Teruel) M.T.N.1:50000

Base 30TXK 6680 44785 / Techo 30TXK 6676 44787

Este perfil se sitúa 2,9 km al este de la localidad de Cuevas Labradas (Fig. 2.5). Su base se sitúa en un cruce de caminos en la margen derecha del barranco Malo, cerca de su confluencia con el barranco de Corbalán. El techo del perfil está situado en el cerro de 1088 m s.n.m. localizado inmediatamente al norte de los Corrales de la Hoz.

Características litológicas

Este perfil de 90 m de espesor está constituido predominantemente por una alternancia de areniscas marrones y lutitas rojas con intercalaciones de conglomerados grises y, más ocasionalmente, de calizas y carbonatos nodulosos blancos (Fig. 2.5 y Anexo 1).

Las **areniscas** son de grano medio a muy grueso y constituyen cuerpos canaliformes o tabulares de potencia decimétrica a métrica; los estratos de la parte inferior del conjunto incluyen con frecuencia cantos carbonatados y silíceos, subredondeados a redondeados, de hasta 25 cm de diámetro. Se reconoce estratificación cruzada en surco, laminación paralela o cruzada, costras carbonatadas y, muy ocasionalmente, bioturbación y nódulos carbonatados. Las **lutitas** son masivas y aparecen en estratos tabulares de espesor decimétrico a métrico con nódulos de carbonato y bioturbación. Los **conglomerados**, clastosoportados y con matriz arenosa de grano medio-grueso, tienen cantos carbonatados y silíceos, de subangulosos a subredondeados, de hasta 34 cm; los de mayor tamaño son los silíceos. Integran cuerpos canaliformes de potencia métrica con cicatrices internas, también canaliformes, que individualizan secuencias granodecrescentes, alas de expansión arenosas y estratificación cruzada en surco. La base de dos de los cuerpos de conglomerados situados en el tramo 2 y base del tramo 6 se corresponden con los niveles guía locales 2c y 5c, respectivamente. Las **calizas** son mudstone y forman un paquete tabular de 1,7 m de potencia con bioturbación (tramo 7 y nivel guía 6). Los **carbonatos nodulosos** (con nódulos esféricos) se presentan en niveles tabulares de potencia decimétrica.

Relaciones geométricas y correlación

La identificación y el seguimiento físico en campo y en fotografía aérea del nivel guía 6 permite correlacionar el tramo 7 del primer perfil Bco. Malo con la base del tramo 3 del perfil Las Modorras, localizado 1,4 km al oeste (Fig. 2.5).

Perfil Salto del Montalvo (Ce-8)

Situación: Hoja 567 (Teruel) M.T.N.1:50000

Base 30TXK 6684 44785 / Techo 30TXK 6686 44788

El perfil se ha realizado 3,4 km al este de la localidad de Cuevas Labradas (Fig. 2.5). Su base se sitúa en la margen derecha del barranco Malo, 1,4 km al noreste de los Corrales de la Hoz, y el techo en el cerro Salto de Montalvo, inmediatamente al norte.

Características litológicas

Esta columna de 35 m de espesor está constituida por una alternancia de areniscas marrones, conglomerados grises y lutitas rojas (Fig. 2.5 y Anexo 1). Dos paquetes de conglomerados de espesor métrico se han identificado como los niveles guía locales 2c (tramo 2) y 5c (base tramo 4).

Las **areniscas** son de grano fino a muy grueso y aparecen en estratos tabulares o canaliformes de espesor decimétrico a métrico. Los estratos canaliformes muestran laminación paralela, cruzada y, ocasionalmente, estratificación cruzada en surco y *ripples*. Es común también la presencia de niveles bioturbados y costras carbonatadas a techo de los estratos y existen escasos *lags* de cantos calcáreos redondeados inferiores a 3 cm de diámetro. Los **conglomerados** son clastosoportados con matriz lutítica o arenosa de grano fino-medio y los cantos, calcáreos y silíceos, son subangulosos-subredondeados y de hasta 51 cm de diámetro, aunque normalmente son inferiores a 20 cm. Se disponen en cuerpos canaliformes o tabulares de potencia decimétrica a métrica. Los canaliformes contienen cicatrices internas, que individualizan secuencias granodecrecientes y exhiben estratificación cruzada en surco. Ocasionalmente, los tabulares presentan estratificación horizontal marcada por cambios granulométricos y laminación paralela. Las **lutitas** son masivas e integran paquetes tabulares de potencia decimétrica a métrica.

Relaciones geométricas y correlación

El seguimiento físicamente en campo de los niveles guía 2c y 5c ha permitido correlacionar los tramos 2 y base del 4 de la columna Salto del Montalvo con el tramo 2 y la base del 6, respectivamente, del perfil Bco. Malo (situado 600 m al oeste). Los niveles inferiores de este perfil se apoyan sobre materiales paleógenos y jurásicos y hacia el este materiales equivalentes se disponen en contacto mecánico o en *onlap* sobre materiales mesozoicos de la Sierra de Castelfrío.

2.2.5. Transversal de Peralejos (Pe)

Esta transversal de aproximadamente 11 km de longitud se extiende entre la Sierra Palomera, al oeste, y la Sierra del Pobo, al este (Fig. 2.6). En esta zona se han realizado once columnas estratigráficas: Cerro de Patagallina (Pe-1), Los Endrinales (Pe-2), Corrales de Cabigordo (Pe-3), El Capón (Pe-4), Rambla de la Covacha (Pe-5), Peralejos (Pe-6), El Prado (Pe-7), Cerro de Mentiras (Pe-8), Bco. de la Cerraja (Pe-9), Bco. del Peral (Pe-10) y Los Altarejos (Pe-11). No obstante, el perfil Cerro Patagallina (Pe-1) ha sido excluido de la correlación (Fig. 2.6) y de esta descripción por su difícil conexión con el resto, aunque si ha sido incluido en el Anexo 1.

Hacia el extremo occidental se encuentran los materiales más antiguos que comprenden una sucesión de conglomerados con intercalaciones de lutitas que pasan verticalmente a depósitos terrígenos finos con niveles de carbonatos nodulosos y conglomerados intercalados. Todo este conjunto pasa verticalmente y hacia el centro de la transversal a carbonatos (calizas, margas y carbonatos nodulosos). En el margen oriental los materiales son más modernos y están representados por conglomerados con intercalaciones de areniscas y, menos abundantes, de lutitas. Estos materiales pasan hacia el centro de la transversal a lutitas con carbonatos nodulosos, y a materiales carbonatados (calizas, margas y limos). Los

depósitos más occidentales de la transversal se disponen discordantes y en *onlap* sobre materiales jurásicos o paleógenos, o localmente están en contacto mecánico con ellos. Por otro lado, los materiales más orientales se disponen en contacto mecánico o en *onlap* sobre las rocas paleógenas y mesozoicas de la Sierra de Castelfrío (zona sur de la Sierra del Pobo).

Perfil Bco. de los Endrinales (Pe-2)

Situación: Hoja 542 (Alfambra) M.T.N.1:50000 Base 30TXK 6615 44873 / Techo 30TXK 6623 44787

Este perfil se ha realizado 6,1 km al suroeste de la localidad de Alfambra (Fig. 2.6). Su base se localiza en el fondo del barranco Hondo, en su margen izquierda e inmediatamente al sur del Corral de los Endrinales; el techo se localiza 1,1 km al sureste, en una depresión situada en la confluencia de los barrancos Hondo y Los Endrinales.

Características litológicas

En este perfil de 124 m de espesor se pueden separar tres conjuntos litológicos superpuestos (Fig. 2.6 y Anexo 1). El inferior (tramos 1 a 6) está compuesto por conglomerados grises con intercalaciones de lutitas anaranjadas y raramente carbonatos nodulosos y areniscas naranjas. El conjunto intermedio (tramos 7 a 9) está formado por lutitas naranjas-rojizas con intercalaciones, hacia techo, de carbonatos nodulosos naranjas y blancos y de conglomerados grises. En el conjunto superior (tramo 10), predominan las calizas blancas y las margas blancas, grises, verdosas y negras. En el conjunto inferior, en el paquete de conglomerados de mayor espesor (tramo 5) se sitúa el nivel guía local 2a. En el conjunto intermedio, el nivel de carbonatos nodulosos blancos de mayor espesor (en el tramo 9) se corresponde con el nivel guía 6 y en el conjunto superior, en la parte media del tramo 10, también se ha reconocido el nivel guía 9.

Los **conglomerados** son clastosoportados y tienen matriz lutítica a arenosa de grano grueso y los cantos son calcáreos y silíceos, de subangulosos a subredondeados y de 2-80 cm de diámetro. Se disponen en paquetes tabulares o cuerpos canaliformes de potencia decimétrica a métrica. Los primeros presentan estratificación horizontal y pasan lateralmente a niveles canaliformes que exhiben cicatrices internas, estratificación cruzada en surco y planar, cantos imbricados y *scours*. Las **lutitas** son masivas y forman niveles tabulares de potencia decimétrica a métrica con bioturbación, nódulos y costras carbonatadas. Las **calizas**, mudstone, se presentan en estratos tabulares de hasta 4,5 m de espesor con superficies de estratificación y cicatrices internas planas o irregulares; exhiben bioturbación, que puede ser muy intensa, y ocasionalmente nodulización incipiente y karstificación. Los **carbonatos nodulosos** (con nódulos esféricos o prismáticos) forman niveles tabulares de espesor decimétrico a métrico que ocasionalmente tienen costras carbonatadas a techo. Las **margas** son masivas y constituyen estratos irregulares de potencia decimétrica a métrica con abundantes bioclastos, nódulos de carbonato y marmorización ocasional. Las **areniscas** son de grano fino a medio e integran estratos tabulares de espesor normalmente decimétrico con bioturbación, costras y nódulos carbonatados, y cantos calcáreos subangulosos a subredondeados de hasta 5 cm.

Relaciones geométricas y correlación

Hacia el oeste los materiales que componen este perfil se disponen en *onlap* sobre, o localmente en contacto mecánico con, materiales jurásicos o paleógenos. La presencia del nivel guía 9 ha permitido la correlación del tramo 10 de este perfil con otros perfiles situados más al norte y al sur de la fosa, en las transversales de Alfambra (perfiles Al-4 y Al-5) y Celadas (Ce-2 y Ce-3), respectivamente.

Perfil Corrales de Cabigordo (Pe-3)

Situación: Hoja 542 (Alfambra) M.T.N.1:50000 Base 30TXK 6628 44880 / Techo 30TXK 6627 44883

El perfil se ha levantado 4,2 km al suroeste de Alfambra, desde la margen izquierda de la Rambla de la Covacha hasta la parte superior del cerro de 1187 m s.n.m. situado inmediatamente al oeste de los Corrales de Cabigordo (Fig. 2.6).

Características litológicas:

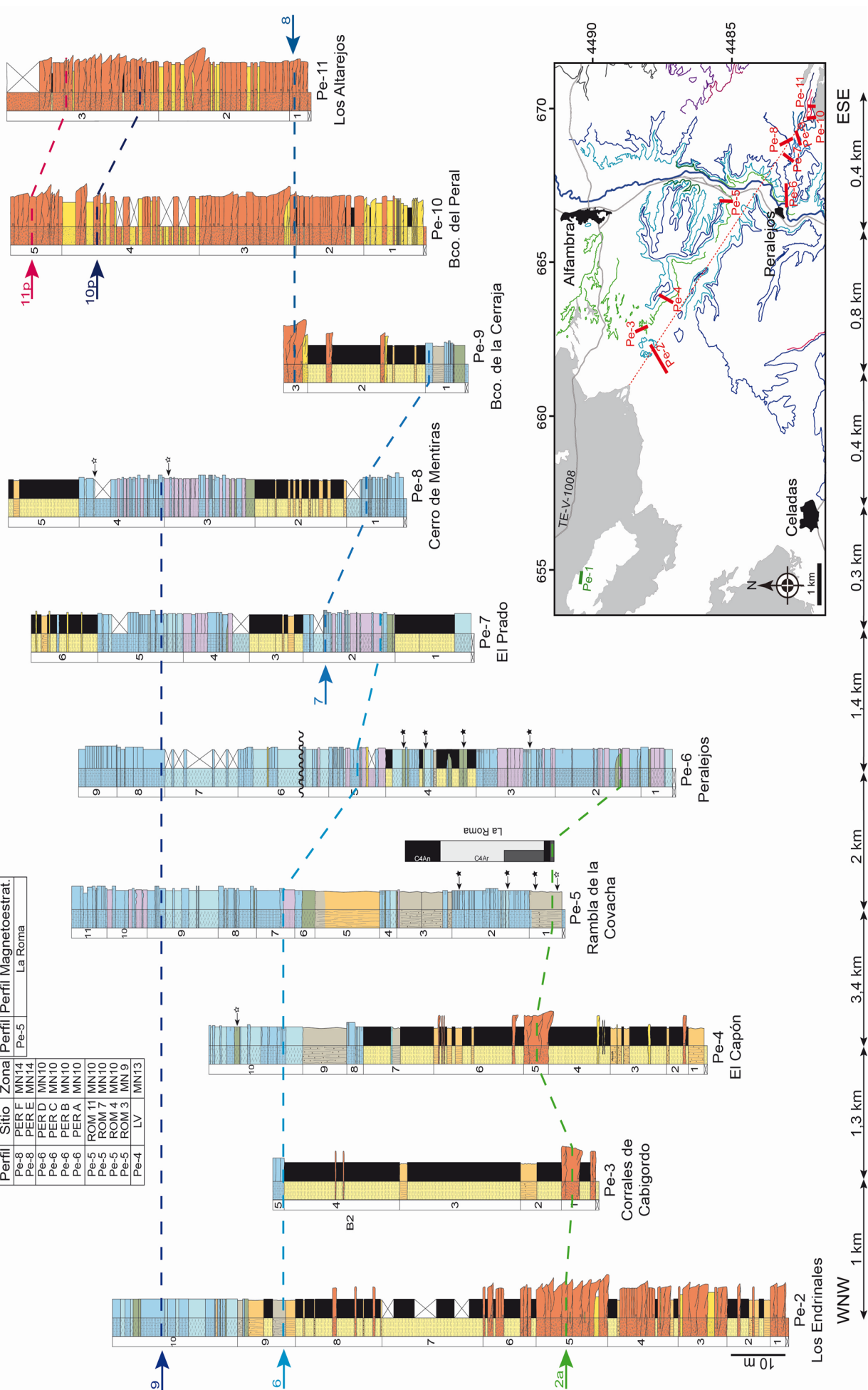
Este perfil de 60 m de espesor está compuesto casi íntegramente por lutitas naranjas con algunas intercalaciones de conglomerados grises (el de mayor espesor corresponde al nivel guía 2a), carbonatos nodulosos anaranjados y un nivel de calizas blancas a techo (nivel guía 6) (Fig. 2.6 y Anexo 1).

Las **lutitas** son masivas y se disponen en paquetes tabulares de potencia métrica que a techo

Fig. 2.6. Perfiles estudiados y correlación en la transversal de Peralejos (Pe). Ver leyenda en la figura 2.2.

Transversal de Peralejos

Yacimientos			Magnetoestratigrafía	
Perfil	Sitio	Zona	Perfil	Magnetoestrat.
Pe-8	PER E	MN14	Pe-5	La Roma
Pe-8	PER E	MN14		
Pe-9	PER D	MN10		
Pe-9	PER C	MN10		
Pe-6	PER B	MN10		
Pe-6	PER A	MN10		
Pe-5	ROM 11	MN10		
Pe-5	ROM 7	MN10		
Pe-5	ROM 4	MN10		
Pe-5	ROM 3	MN 9		
Pe-4	LV	MN13		



pueden presentar costras carbonatadas. Los **conglomerados** son clastosoportados, con matriz arenosa de grano medio y los cantos son carbonatados y silíceos, de subredondeados a redondeados y con un tamaño máximo de 15 cm. Se disponen en cuerpos tabulares o marcadamente canaliformes de potencia decimétrica a métrica. Los niveles canaliformes muestran cicatrices internas también canaliformes y alas de expansión lateral; en ellos se reconocen localmente *scours*. Los **carbonatos nodulosos** (con estructura predominantemente prismática pero localmente esférica) forman niveles tabulares de potencia decimétrica a métrica y lateralmente pasan a niveles de conglomerados con geometría de canal; a veces intercalan costras laminadas. Las **calizas**, packstone, integran un paquete tabular formado por estratos decimétricos con abundantes restos bioclásticos, especialmente de gasterópodos.

Relaciones geométricas y correlación

La correlación de la columna Corrales de Cabigordo hacia el oeste se establece a partir de los niveles fotogeológicos 2a y 6, que permiten establecer una equivalencia parcial de los tramos 1 y 5 de este perfil con los tramos 5 y 9 del perfil Los Endrinales (Fig. 2.6).

Perfil El Capón (Pe-4)

Situación: Hoja 542 (Alfambra) M.T.N.1:50000 Base 30TXK 6637 44871 / Techo 30TXK 6637 44877

Este perfil se ha realizado 4 km al suroeste de Alfambra (Fig. 2.6). Su base se localiza en la margen izquierda de la rambla de la Covacha, 1,5 km al sureste de los Corrales de Cabigordo, y su techo en el cerro El Capón (1189 m s.n.m) localizado 460 m al norte.

Características litológicas

Este perfil tiene un espesor de 91 m y en él se reconoce una parte inferior (tramos 1 a 7) en la que dominan las lutitas naranjas con intercalaciones de carbonatos nodulosos naranjas y blancos y, menos frecuentes, de calizas blancas, conglomerados grises y areniscas marrones (Fig. 2.6 y Anexo 1). La intercalación de conglomerados de mayor espesor (tramo 5) se corresponde con el nivel guía 2a. La parte alta del perfil (tramos 8 a 10) se caracteriza por la presencia de calizas blancas, margas blancas y verdes, y carbonatos nodulosos blancos, más abundantes en la parte inferior, y en la parte baja del tramo 10 se ha reconocido el nivel guía 6.

Las **lutitas** son masivas y se disponen en niveles tabulares de espesor decimétrico a métrico con bioturbación ocasional. Los **carbonatos nodulosos** (con nódulos esféricos y prismáticos) se presentan en niveles de espesor decimétrico a métrico. Los **conglomerados**, soportados por una matriz arenosa o lutítica, están constituidos por cantos carbonatados y silíceos, redondeados a subredondeados y de hasta 25 cm de diámetro; los de mayor tamaño son los carbonatados. Se presentan en paquetes marcadamente canaliformes con alas de expansión, cicatrices internas y *scours*. Las **calizas**, mudstone a packstone, integran estratos tabulares o lenticulares de hasta 1,7 m de espesor con bioturbación y extraclastos calcáreos. Los niveles fosilíferos muestran restos de gasterópodos. Las **margas** son masivas y aparecen en estratos irregulares de hasta 3,1 m de potencia con laminación horizontal ocasional y restos de gasterópodos. Las **areniscas** son de grano fino a grueso y forman estratos tabulares, laxamente canaliformes, o marcadamente lenticulares, de espesor decimétrico que en ocasiones contienen cantos carbonatados y silíceos de hasta 2 cm de diámetro.

Datación

El yacimiento Los Valles (LV) estudiado por Mein *et al.* (1983) está situado en las inmediaciones de este perfil, y su posición estratigráfica se ha correlacionado con la parte alta de nuestro tramo 10, lo que permite asignarlo a la zona MN13 del Turoliense superior (Fig. 2.6).

Relaciones geométricas y correlación

El perfil El Capón se ha correlacionado con el perfil Corrales de Cabigordo, localizado 1,3 km hacia el oeste, mediante el seguimiento de los niveles guía 2a y 6, de manera que los tramos 5 y 10 del primero se corresponden parcialmente con los tramos 1 y 5 del segundo (Fig. 2.6).

Perfil Rambla de la Covacha (Pe-5)

Situación: Hojas 542 (Alfambra) M.T.N.1:50000 Base 30TXK 6668 44852 / Techo 30TXK 6669 44854

El perfil se ha realizado 2 km al norte de la localidad de Peralejos (Fig. 2.6). Su base se localiza en la margen izquierda de la rambla de la Covacha, a 150 m del cauce, en el linde de un campo situado 280 m al oeste de la carretera N-420. El techo se localiza en lo alto de un cerro de 1113 m s.n.m. situado

inmediatamente al norte. La parte superior de la serie levantada ha desaparecido en parte por la instalación durante el transcurso de esta tesis de una torre de alta tensión.

Características litológicas

En este perfil de 89 m de espesor se pueden diferenciar dos partes en función de su litología (Fig. 2.6 y Anexo 1). La mitad inferior (tramos 1 a 5) está constituida por carbonatos nodulosos blancos y rojizos y calizas blancas que intercalan margas blancas y versicolores. En la mitad superior (tramos 6 a 11) dominan las calizas que intercalan abundantes margas verdes y limos carbonatados blancos y grises. En este perfil se han reconocido el nivel guía local 2a, en la base del perfil (tramo 1), y los niveles guía regionales 6 y 9, en la parte media (tramo 7) y superior (techo del tramo 9) del mismo.

Las **calizas**, mudstone a packstone, se disponen en estratos tabulares de potencia decimétrica a métrica, con superficies de estratificación planas o irregulares y exhiben laminación paralela, bioturbación vertical y nódulos carbonatados. Ocasionalmente, se reconocen intraclastos de hasta 2 cm y peloides blanquecinos. Los **carbonatos nodulosos** (con estructura prismática o con nódulos esféricos) forman niveles tabulares de hasta 4,2 m de espesor. Las **margas**, generalmente masivas, conforman paquetes irregulares de hasta 1,3 m de potencia que en ocasiones contienen nódulos carbonatados de hasta 8 cm de diámetro; los paquetes más oscuros contienen abundantes restos bioclásticos. Los **limos** son carbonatados y se disponen en estratos tabulares de potencia decimétrica a métrica que en ocasiones presentan laminación restos bioclásticos y pequeños intraclastos carbonatados.

Datación

Los tres primeros tramos de este perfil son equivalentes a los materiales donde se realizó el perfil magnetoestratigráfico La Roma (Krijgsman, 1996), situado escasos 200 m al este, lo que, aún con ciertas incertidumbres permite un buen control de la edad de la base. En concreto, los tramos 1 a 3 son asignados a los cronos C4Ar y C4An, ambos en el Vallesiense superior (Fig. 2.6). También se han podido correlacionar con los tramos 1 y 2 de este perfil los yacimientos paleontológicos de La Roma 3, 4, 7 y 11 (ROM 3, ROM 4, ROM 7 y ROM 11, respectivamente), localizados 100 m al este de nuestro perfil, asignados a MN9 (Vallesiense inferior), el primero, y a MN10 (Vallesiense superior), los tres restantes (Mein *et al.*, 1983; Alcalá, 1994; van Dam *et al.*, 2001), de modo que el cambio de zona MN9 a MN10 se situaría a mitad del tramo 1 del perfil (Fig. 2.6).

Relaciones geométricas y correlación

Mediante el seguimiento en fotografía aérea de los niveles 2a y 6 se han correlacionado los tramos 1 y 7 del perfil Rambla de la Covacha (Pe-5) con los tramos 5 y base del 10, respectivamente, del perfil El Capón (Pe-4) situada 3,4 km al oeste (Fig. 2.6). El seguimiento del nivel 9 ha permitido correlacionar el techo del tramo 9 del perfil El Capón con la parte media-alta del tramo 10 del perfil Los Endrinales (Pe-1).

Perfil Peralejos (Pe-6)

Situación: Hoja 567 (Teruel) M.T.N.1:50000

Base 30TXK 6669 44830 / Techo 30TXK 6674 44831

Este perfil se ha realizado inmediatamente al este de la localidad de Peralejos, en la margen izquierda del río Alfambra (Fig. 2.6). Su base se localiza en el merendero situado en la desembocadura del barranco de la Cerraja, a 15 m del cauce del río Alfambra. El techo se ubica 500 m al este, en el paraje La Cerraja situado inmediatamente al norte de la margen derecha del barranco del mismo nombre.

Características litológicas

En este perfil de unos 108 m de espesor se pueden diferenciar cuatro conjuntos litológicos (Fig. 2.6 y Anexo 1). El inferior (tramos 1 a 3) está integrado por calizas blancas con abundantes intercalaciones de limos carbonatados marrones o grises, y más escasas de margas blancas, verdes y negras. El segundo (tramo 4) corresponde con una alternancia de lutitas marrones y margas versicolores, con intercalaciones de calizas y limos blanco-amarillentos y carbonatos nodulosos rosáceos. El tercero (tramos 5 a 7) está dominado por margas con intercalaciones de calizas, ambas blanquecinas, y más raras de limos y carbonatos nodulosos blancos y areniscas ocreas. El conjunto superior (tramos 8 y 9) está compuesto por calizas blancas. En este perfil se han reconocido el nivel guía local 2a (parte baja del tramo 2) y los niveles regionales de correlación 6 (parte media del tramo 5) y 9 (base del tramo 8).

Las **calizas**, mudstone a packstone, se disponen en estratos tabulares de hasta 3,9 m de potencia, con superficies de estratificación y cicatrices internas a veces muy irregulares; exhiben bioturbación, en ocasiones muy intensa y rellena por óxidos, y laminación paralela. Hacia la base de la columna se reconocen evidencias de microkarstificación e intraclastos decimétricos. Dominan los fragmentos de gasterópodos. Las **margas**, masivas o laminadas, se presentan en niveles tabulares de potencia decimétrica a métrica con bioturbación y nódulos de carbonato; en los niveles más oscuros son muy

abundantes los fragmentos de gasterópodos y las esquirlas de huesos. Los **limos** forman estratos tabulares de espesor decimétrico a métrico, con superficies de estratificación planas o irregulares. Muestran laminación, abundantes bioclastos y ocasionalmente pátinas de óxido, nódulos y costras carbonatadas, restos de mamíferos y estructuras de deformación (huellas de carga y diapiros). Las **lutitas** son masivas e integran niveles tabulares de potencia métrica con intensa bioturbación y nódulos carbonatados centimétricos. Ocasionalmente, se reconocen pátinas de óxidos, costras carbonatadas y fragmentos de huesos. Los **carbonatos nodulosos** (con nódulos esféricos o prismáticos) forman niveles tabulares de potencia decimétrica. Las **areniscas** son de grano fino y se presentan en estratos tabulares de potencia decimétrica con laminación paralela, bioturbación, costras carbonatadas y huellas de carga.

Sobre esta serie se reconocen unos materiales conglomeráticos correspondientes a la terraza media del río Alfambra, de edad Pleistoceno Medio-Superior.

Datación

En los tramos 3 y 4 se sitúan los yacimientos Peralejos A, B, C y D (PER A, PER B, PER C y PER D, respectivamente), todos ellos asignados a la biozona MN10 (Vallesiense superior) (Weerd, 1976; Mein *et al.*, 1990; van Dam *et al.*, 2001); lo que permite la datación de esta parte de la serie (Fig. 2.6).

Relaciones geométricas y correlación

Entre los materiales de los tramos 5 y 6 se ha reconocido una ligera discordancia angular, de manera que el buzamiento hacia el E de las capas del tramo inferior es mayor que el de los materiales sobre la discordancia. Como ocurre en otras transversales, el río Alfambra impide la correlación física del perfil Peralejos con el de Rambla de la Covacha (2 km al NW), pero a partir de la correlación fotogeológica de los niveles 2a, 6 y 9 y la datación de la serie en distintos perfiles de la fosa, los tramos 2, 5 y 8 del primer perfil se han correlacionado con los tramos 1, 7 y 9 del segundo (Fig. 2.6). El seguimiento de los niveles guía 6 y 9 permite, además, la correlación de esta transversal hacia el sur de la fosa con la transversal de Celadas (Ce-4 y Ce-5).

Perfil El Prado (Pe-7)

Situación: Hoja 567 (Teruel) M.T.N.1:50000

Base 30TXK 6681 44828 / Techo 30TXK 6684 44831

El perfil se ha realizado 1,5 km al este de la localidad de Peralejos, en el paraje conocido como El Prado (Fig. 2.6). Su base se sitúa en la linde de un campo en la margen derecha del barranco de la Cerraja, a 100 m del cauce, y su techo en la parte alta del cerro de 1111 m s.n.m. situado inmediatamente al norte.

Características litológicas

La columna de unos 80 m de espesor consta de una alternancia de paquetes predominantemente lutíticos rojos y naranjas con intercalaciones de carbonatos nodulosos y muy raras de areniscas (tramos 1, 3 y 6) y otros predominantemente carbonatados (tramos 2, 4 y 5), con calizas y limos blancos y grises (Fig. 2.6 y Anexo 1). En los límites de estos paquetes con distintas litologías o en sus proximidades se han reconocido los niveles guía 6, 7 y 9.

Las **lutitas** son masivas e integran paquetes tabulares de potencia métrica con bioturbación, nódulos carbonatados centimétricos y, ocasionalmente, costras carbonatadas. Las **margas** son masivas o laminadas, y constituyen estratos tabulares o irregulares de hasta 1,9 m de potencia. Se reconocen niveles de oxidación, costras y nódulos carbonatados y, muy ocasionalmente, estructuras de deformación (diques clásticos); contienen gasterópodos. Las **calizas** son mudstone a packstone y se disponen en estratos tabulares de espesor decimétrico a métrico, con superficies de estratificación a veces muy irregulares. Muestran laminación paralela, bioturbación (en ocasiones muy intensa) y oxidación, y los niveles fosilíferos abundantes restos de gasterópodos. Los **limos** conforman estratos tabulares de espesor decimétrico a métrico con laminación horizontal, *ripples*, y bioturbación. Asimismo, incluyen nódulos carbonatados, pátinas de óxidos, cantos blandos y restos de gasterópodos y vegetales. Los **carbonatos nodulosos** (con estructura prismática y ocasionalmente esférica) se presentan en niveles tabulares de potencia decimétrica a métrica. Las **areniscas** son de grano fino y se presentan en estratos tabulares de espesor decimétrico.

Relaciones geométricas y correlación

A partir de la correlación fotogeológica y del seguimiento físico en campo de los niveles 6 y 9, se ha podido establecer la equivalencia entre la base de los tramos 2 y 5 del perfil El Prado con la parte media del tramo 5 y la base del tramo 8, respectivamente, del perfil Peralejos, localizado 1,4 km al oeste (Fig. 2.6).

Perfil Cerro de Mentiras (Pe-8)

Situación: Hoja 567 (Teruel) M.T.N.1:50000

Base 30TXK 6668 44827 / Techo 30TXK 6668 44831

El perfil se ha realizado 2,1 km al este de la localidad de Peralejos (Fig. 2.6). Su base se encuentra en la margen derecha del barranco de la Cerraja, a 200 m del cauce, junto al camino de Cuevas Labradas; el techo 410 m al noroeste, próximo a la parte alta del Cerro de Mentiras (1149 m s.n.m).

Características litológicas

En este perfil de 72,5 m de espesor se reconocen cuatro conjuntos litológicos superpuestos (Fig. 2.6 y Anexo 1). En el primero (tramo 1) y el tercero (tramos 3 y 4) dominan las calizas blanco-grisáceas con intercalaciones de margas blanquecinas o, más raras, negras, y en el tercer conjunto también son abundantes los limos carbonatados predominantemente blancos y grisáceos. En el resto del perfil (tramos 2 y 5) dominan las lutitas rojas y marrones que intercalan carbonatos nodulosos ocres anaranjados. A techo del tramo 1 y en el contacto entre los tramos 3 y 4 se sitúan los niveles guía 7 y 9, respectivamente.

Las **lutitas** son masivas y se presentan en niveles tabulares de potencia decimétrica a métrica con bioturbación, ocasionalmente muy intensa, y nódulos de carbonato. Las **calizas**, de textura mudstone a packstone, constituyen paquetes tabulares de hasta 1,5 m de espesor con cicatrices internas irregulares. Se observan trazas de bioturbación rellenas por arenas grises u óxidos y, ocasionalmente, *ripples*. Los términos fosilíferos presentan abundantes restos de gasterópodos. Los **limos carbonatados** conforman estratos tabulares de potencia decimétrica con superficies de estratificación a veces irregulares; se reconocen abundantes restos de gasterópodos y puntualmente laminación por cambios de color. Los **carbonatos nodulosos** se presentan en niveles tabulares espesor decimétrico con estructura prismática y nodular. Las **margas** son masivas se presentan en estratos tabulares de potencia decimétrica a métrica y exhiben bioturbación, nódulos de carbonato, fragmentos de gasterópodos y, esporádicamente, de huesos de mamíferos.

Datación

La correlación de los materiales que contienen los yacimientos Peralejos E (PER E) y Peralejos F (PER F), ubicados 300 m al N y estudiados por Mein *et al.* (1990) y van Dam *et al.* (2001) con la parte superior de los tramos 3 y 4 de este perfil, respectivamente (Fig. 2.6), ha permitido asignar esta parte de la serie a la biozona MN14 (Rusciniense inferior).

Relaciones geométricas y correlación

A partir del estudio fotogeológico y del seguimiento físico en campo de los niveles 7 y 9, se ha correlacionado el tramo 1 y la base del 4 de la columna Cerro de Mentiras con el techo del tramo 2 y el tramo 5, respectivamente, del perfil El Prado, situado 300 m al oeste (Fig. 2.6).

Perfil Bco. de la Cerraja (Pe-9)

Situación: Hoja 567 (Teruel) M.T.N.1:50000

Base 30TXK 6686 44826 / Techo 30TXK 6690 44826

La base de este perfil se localiza 2,2 km al este de la localidad de Peralejos, en la confluencia de los barrancos de la Cerraja y del Peral (Fig. 2.6). El techo se encuentra 500 m al noreste, en la margen derecha del barranco de las Carboneras, en las inmediaciones de una masada.

Características litológicas

En este corto perfil de 32,5 m de espesor se diferencian dos conjuntos litológicos (Fig. 2.6 y Anexo 1). La parte inferior (tramo 1) es un conjunto blanquecino dominado por calizas, carbonatos nodulosos y margas verdes. La parte superior (tramos 2 y 3) es más detrítica, y está dominada por lutitas rojas con intercalaciones de conglomerados marrones y grises, y, menos abundantes, de carbonatos nodulosos rojizos y areniscas naranjas. El paquete de calizas situado en el contacto entre ambos conjuntos litológicos se corresponde con el nivel guía 7 y el nivel de conglomerado de potencia métrica y con cantos de hasta 60 cm de diámetro situado a techo del perfil se corresponde con el nivel guía 8.

Las **lutitas** son masivas y se presentan en niveles tabulares de potencia métrica con bioturbación y nódulos de carbonato. Los **conglomerados**, clastosoportados con matriz arenosa de grano muy grueso, están constituidos por cantos calcáreos y silíceos, subangulosos o subredondeados de hasta 60 cm, siendo los carbonatados los de mayor diámetro. Se disponen en niveles canaliformes de hasta 3,4 m de espesor con cicatrices internas también canaliformes, *scours*, estratificación cruzada en surco y estratificación horizontal. Las **calizas**, con textura wackestone o packstone, aparecen en estratos tabulares de potencia decimétrica a métrica, a veces con superficies de estratificación irregulares. Muestran

bioturbación y nodulización, así como abundantes restos de gasterópodos. Los **carbonatos nodulosos** tienen estructura prismática y se presentan en niveles irregulares de potencia decimétrica a métrica. Las **margas** son masivas y se presentan en estratos tabulares hasta 2 m de espesor e incluyen fragmentos de gasterópodos. Las **areniscas** son de grano grueso a muy grueso y constituyen cuerpos canaliformes de potencia decimétrica a métrica con cantos calcáreos subangulosos a subredondeados de hasta 7 cm y, ocasionalmente, bioturbación vertical.

Relaciones geométricas y correlación

A partir del estudio fotogeológico y del seguimiento físico en campo del nivel 7, se ha podido establecer la equivalencia de los tramos 1 de los perfiles Bco. de la Cerraja y Cerro de Mentiras, situado este último 0,4 km al oeste (Fig. 2.6).

Perfil Bco. del Peral (Pe-10)

Situación: Hoja 567 (Teruel) M.T.N.1:50000 Base 30TXK 6697 44820 / Techo 30TXK 6700 44822

El perfil se ha realizado 3,1 km al este de la localidad de Peralejos (Fig. 2.6). Su base se encuentra en la margen derecha del barranco del Peral, a 100 m del cauce, y el techo a 430 m s.n.m., en un cerro situado inmediatamente al noreste de la base.

Características litológicas

Este perfil de aproximadamente 76 m de espesor está compuesto predominantemente por conglomerados marrones y grises, si bien localmente intercalan niveles de areniscas marrones y, localmente, de lutitas rojas (Fig. 2.6 y Anexo 1). Tres niveles de conglomerados con mayor continuidad lateral han sido utilizados como niveles de correlación locales (niveles guía 8, 10p y 11p).

Los **conglomerados** son clastosoportados, con matriz arenosa de grano medio y los cantos son calcáreos o silíceos, angulosos a redondeados y de hasta 70 cm. Se disponen en niveles generalmente canaliformes, de espesor hasta métrico, con cicatrices internas también canaliformes, estratificación cruzada en surco y estratificación horizontal. Ocasionalmente, muestran costras carbonatadas. Las **areniscas** son de grano fino a muy grueso (a veces con cantos dispersos subangulosos a subredondeados) y aparecen en estratos canaliformes o tabulares, de potencia decimétrica a métrica, con superficies de estratificación irregulares. Muestran laminación paralela, cruzada y *ripples* asimétricos, especialmente hacia la base del perfil. Más ocasionalmente, se reconocen *mudcracks*, bioturbación vertical, nódulos de carbonato y costras carbonatadas. Las **lutitas** son masivas y conforman paquetes tabulares de espesor decimétrico que presentan bioturbación vertical, nódulos y costras de carbonato.

Sobre esta serie se reconocen gravas correspondientes al glacis de edad Pleistoceno Inferior.

Correlación

La correlación de la columna Bco. del Peral hacia el oeste se establece a partir del nivel fotogeológico 8 que permite establecer la equivalencia entre el tránsito entre sus tramos 2 y 3 con el tramo 3 del perfil Bco. de la Cerraja (0,8 km) (Fig. 2.6).

Perfil Los Altarejos (Pe-11)

Situación: Hoja 567 (Teruel) M.T.N.1:50000 Base 30TXK 6700 44820 / Techo 30TXK 6706 44820

La base de este perfil se localiza en el paraje Los Altarejos, situado 4,2 km al este de Peralejos, y más concretamente a 200 m de un meandro muy marcado en la margen derecha del barranco del Peral (Fig. 2.6). El techo se localiza en la zona de la Solana de la Fuente del Peral, en un cerro de 1247 m s.n.m.

Características litológicas

Este perfil de casi 72 m de potencia está compuesto por conglomerados grises y marrones que intercalan, hacia la parte media, niveles de areniscas marrones y naranjas y, hacia la parte superior, lutitas rojas (Fig. 2.6 y Anexo 1). Al igual que en el perfil anterior, tres de los niveles de conglomerados representan los niveles guía 8, 10p y 11p.

Los **conglomerados**, clastosoportados y con matriz lutítica o arenosa de grano fino, incluyen cantos calcáreos y silíceos, subangulosos a subredondeados, de hasta 40 cm de diámetro. Se disponen en paquetes tabulares o en cuerpos canaliformes de hasta 3,1 m de potencia que muestran estratificación horizontal y en surco. En el techo de algunos niveles se reconocen costras carbonatadas. Las **areniscas** son de grano fino a muy grueso, tienen cantos dispersos e integran estratos tabulares de espesor decimétrico. Ocasionalmente, se reconoce bioturbación vertical, nódulos carbonatados y, a techo de los

estratos, costras carbonatadas. Las **lutitas** son masivas y se disponen en niveles tabulares de potencia decimétrica.

Sobre esta serie se reconocen unas gravas correspondientes al glacis Pleistoceno Inferior.

Relaciones geométricas y correlación

El seguimiento fotogeológico y físicamente en campo de los niveles 8, 10p y 11p ha permitido la correlación del perfil Los Altarejos y el perfil Bco. del Peral (localizado 400 m al oeste), de manera que el tramo 1 del primero se correlaciona con el tránsito entre los tramos 2 y 3 del segundo (Fig. 2.6). Igualmente, permite la correlación de niveles del tramo 3 de Los Altarejos con niveles de la parte superior del tramo 4 y la inferior del 5 de Bco. del Peral. Los materiales de la parte inferior de este perfil y sus equivalentes hacia al este se disponen en contacto mecánico o en *onlap* sobre las rocas paleógenas y mesozoicas de la Sierra de Castelfrío.

2.2.6. Transversal de Alfambra (AI)

Esta transversal de aproximadamente 11,5 km de longitud y orientación NW–SE se extiende desde la Sierra Palomera, al oeste, hasta la Sierra del Pobo, al este y está compuesta por doce columnas estratigráficas (Fig. 2.7): Corral del Majano (AI-1), El Tamborero (AI-2), Castillo de Alfambra (AI-3), Bco. del Buen Vecino (AI-4), Poste Eléctrico (AI-5), Masía del Caseto (AI-6), Bco. de los Cerillares (AI-7), Bco. Hondo I (AI-8), El Coscojar (AI-9), Bco. de los Hornos (AI-10), Bco. Hondo II (AI-11) y Loma de la Poveda (AI-12).

Hacia los márgenes de la fosa se localizan depósitos terrígenos groseros (conglomerados, areniscas y lutitas), siendo los más antiguos los occidentales que pasan lateralmente hacia el centro de la transversal a lutitas y carbonatos nodulosos. En la parte central, la serie es algo más moderna y los carbonatos nodulosos gradan verticalmente a sucesiones de calizas, con intercalaciones de margas, limos carbonatados y lutitas. Los materiales más modernos de la transversal se corresponden con los perfiles centrales y orientales, y se reconoce un tránsito entre ellos similar, con conglomerados y areniscas en la zona este que pasan a lutitas con intercalaciones de conglomerados y, finalmente, a calizas hacia el centro.

Perfil Corral del Majano (AI-1)

Situación: Hoja 542 (Alfambra) M.T.N.1:50000 Base 30TXK 6626 44910 / Techo 30TXK 6628 44912

Este perfil se ha realizado 5,4 km al oeste de la localidad de Alfambra (Fig. 2.7). Su base se encuentra 250 m al suroeste del Corral del Majano, en el fondo de la rambla de Valhondo, y su techo inmediatamente bajo la tapia del Corral del Majano.

Características litológicas

En este perfil de sólo 26 m de espesor se diferencian dos conjuntos litológicos (Fig. 2.7 y Anexo 1). El inferior está compuesta por conglomerados grises y anaranjados con escasas intercalaciones de areniscas marrónceas y lutitas naranjas. La parte superior es una alternancia de conglomerados grisáceos y lutitas naranjas con escasas intercalaciones de areniscas marrones. El nivel de conglomerados situado bajo el contacto de ambos conjuntos litológicos se corresponde con el nivel guía local fotogeológico 2a.

Los **conglomerados** son clastosoportados y con matriz arenosa y los cantos, predominantemente carbonatados, son generalmente subredondeados a subangulosos y de hasta 85 cm de diámetro; también hay cantos silíceos redondeados de hasta 5 cm. Aparecen en paquetes canaliformes, ocasionalmente tabulares hacia techo, de hasta 8 m de potencia y exhiben cicatrices internas, estratificación cruzada planar y en surco, y cantos imbricados. Las **lutitas** son masivas y se disponen en cuerpos tabulares de potencia decimétrica a métrica con bioturbación vertical y, en ocasiones, pasan lateralmente a carbonatos nodulosos. Las **areniscas** son de grano grueso a muy grueso e incluyen cantos carbonatados centimétricos. Conforman estratos tabulares de potencia decimétrica con superficies de estratificación irregulares y presentan, a veces, laminación paralela.

Relaciones geométricas y correlación

Los materiales que integran este perfil se disponen en *onlap* sobre rocas jurásicas localizadas inmediatamente en la base y hacia el oeste. A techo del tramo 1 se localiza el nivel fotogeológico 2a.

Perfil El Tamborero (AI-2)

Situación: Hoja 542 (Alfambra) M.T.N.1:50000 Base 30TXK 6637 44902 / Techo 30TXK 6647 44901

El perfil se ha realizado 4 km al oeste de Alfambra (Fig. 2.7). Su base se localiza en un barranco de dirección N-S afluente de la rambla de Valhondo, que se encuentra 250 m inmediatamente al norte del PK. 20 de la carretera TE-V-1008. El techo del perfil se sitúa 1 km al noreste, en la parte alta de un cerro de 1108 m s.n.m. que separa la rambla de Valhondo y el barranco del Tamborero, paralelamente al cauce de ambos barrancos.

Características litológicas

Este perfil de 74 m de espesor está constituido por una alternancia de lutitas naranjas y conglomerados grises que intercalan carbonatos nodulosos y, hacia la base, brechas, ambos anaranjados (Fig. 2.7 y Anexo 1). El nivel niveles de conglomerados situado en la parte media (tramo 5) se corresponde con el nivel fotogeológico 2a.

Las **lutitas** son masivas y se disponen en niveles tabulares de potencia decimétrica a métrica. Presentan bioturbación, nódulos y costras carbonatadas. Hacia la base de la serie incluyen además cantos calcáreos angulosos a subangulosos de hasta 20 cm de diámetro. Los **conglomerados** son clastosoportados, con matriz lutítica o arenosa de grano fino y cantos, calcáreos o silíceos, subredondeados de hasta 35 cm, siendo los carbonatados los de mayor tamaño. Integran niveles canaliformes (a veces con alas de expansión) y, ocasionalmente, tabulares, de hasta 6 m de potencia con cicatrices internas. Se reconoce estratificación cruzada planar y en surco, *scours* e imbricación de cantos. En la parte media de la sucesión destaca la presencia de geometrías canaliformes con perfil en V muy acusado (e.g. nivel guía 2a). Los **carbonatos nodulosos** tienen estructura prismática y se disponen en niveles de espesor decimétrico a métrico; existen niveles con costras laminadas. Las **brechas** están soportadas por una matriz lutítica y se disponen en paquetes de potencia decimétrica a métrica. Los cantos son calcáreos, angulosos a subredondeados, de hasta 25 cm de diámetro.

Relaciones geométricas y correlación

El seguimiento del nivel 2a, que se localiza en el tramo 5, permite considerarlo equivalente al techo del tramo 1 de la columna Corral del Majano (situada 2,5 km al noroeste) (Fig. 2.7). Los depósitos que integran esta columna y sus equivalentes laterales hacia el oeste se disponen en *onlap* sobre materiales jurásicos.

Perfil Castillo de Alfambra (AI-3)

Situación: Hoja 542 (Alfambra) M.T.N.1:50000 Base 30TXK 6659 44903 / Techo 30TXK 6661 44902

Este perfil se ha realizado 800 m al oeste de la localidad de Alfambra (Fig. 2.7). Su base se localiza en la margen izquierda del barranco del Tamborero, inmediatamente en la entrada del vertedero de Alfambra, y el techo hacia el este, en lo alto del cerro del Castillo del Alfambra (1131 m s.n.m.).

Características litológicas

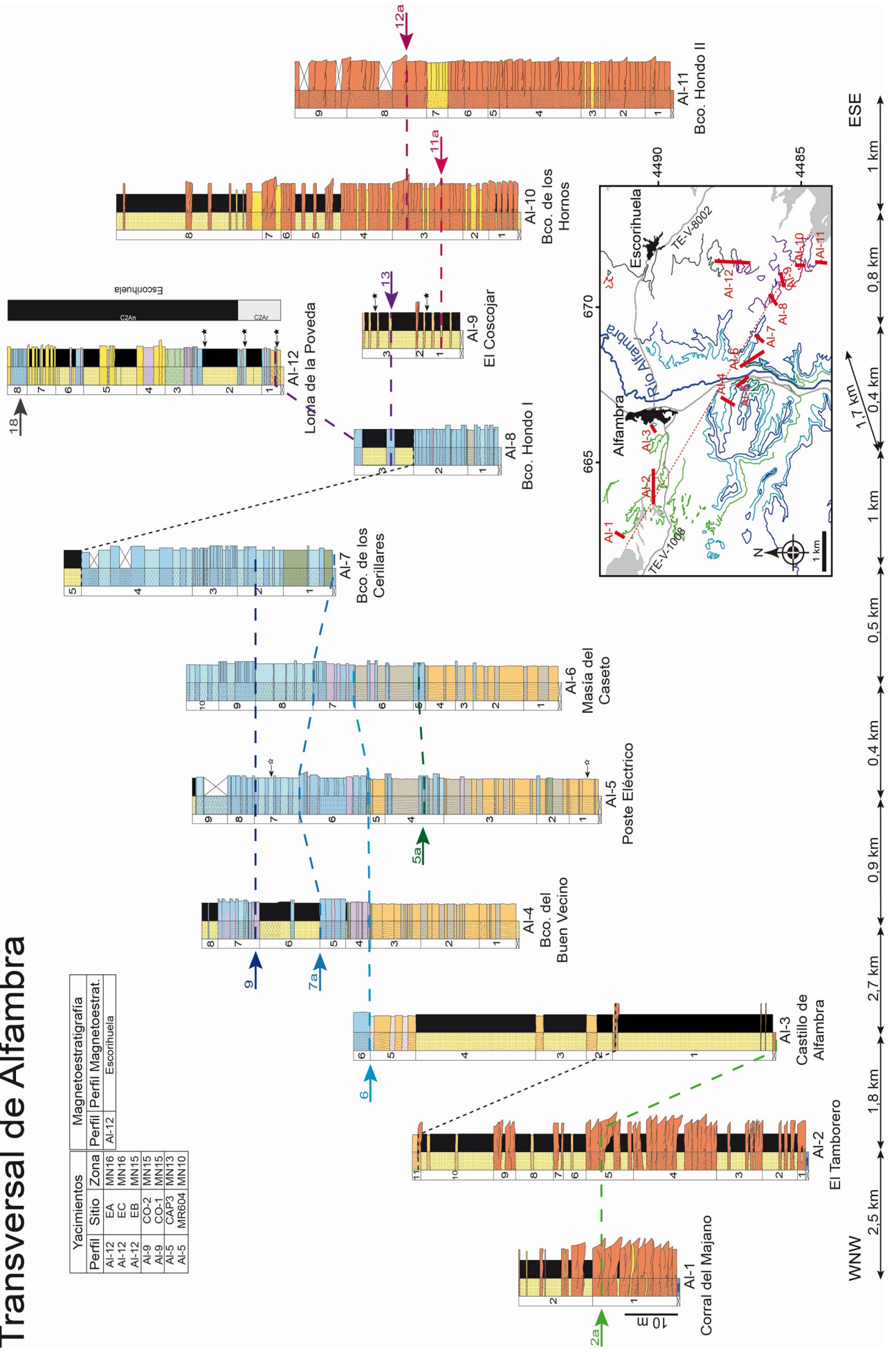
El perfil de 75 m de potencia está compuesto esencialmente por lutitas rojizas y anaranjadas con algunas intercalaciones de conglomerados grises hacia la parte inferior y carbonatos nodulosos naranjas, que a techo del perfil intercalan a su vez yesos rosáceos (Fig. 2.7 y Anexo 1). Las lutitas presentan algunas intercalaciones de microconglomerados grises. El perfil culmina con un paquete de calizas blancas (nivel guía regional 6).

Las **lutitas** son masivas y se disponen en paquetes tabulares de potencia métrica. Los **carbonatos nodulosos** tienen estructura prismática, nodular o brechoide y forman niveles tabulares de hasta 2 m de potencia, con superficies de estratificación irregulares. Los **yesos**, microcristalinos, constituyen estratos tabulares de espesor decimétrico y localmente incluyen cristales de hasta 5 cm. Las **calizas**, *wackestone*, se presentan en estratos de geometría irregular y potencia decimétrica a métrica. Los **microconglomerados** tienen cantos carbonatados subredondeados a redondeados y se disponen en cuerpos tabulares de espesor decimétrico.

Fig. 2.7. Perfiles estudiados y correlación en la transversal de Alfambra (AI). Ver leyenda en la figura 2.2.

Transversal de Alfambra

Yacimientos		Magnetoestratigrafía	
Perfil	Sitio	Zona	Perfil Perfil Magnetoestrat.
Al-12	EA	MN16	Al-12
Al-12	EC	MN16	Escorihuela
Al-9	EB	MN15	
Al-9	CO-2	MN15	
Al-9	CO-1	MN15	
Al-5	CAP3	MN13	
Al-5	MR604	MN10	



Relaciones geométricas y correlación

La base del perfil Castillo de Alfambra se correlaciona hacia el oeste con el tramo 5 del perfil El Tamborero (localizado 1,8 km al oeste) a partir del seguimiento en foto aérea del nivel fotogeológico 2a (Fig. 2.7).

Perfil Bco. del Buen Vecino (AI-4)

Situación: Hoja 542 (Alfambra) M.T.N.1:50000 Base 30TXK 6670 44876 / Techo 30TXK 6669 44876

El perfil se ha realizado 2 km al sur de la localidad de Alfambra (Fig. 2.7). Su base se encuentra en la margen izquierda del barranco del Buen Vecino, 500 m al oeste de la carretera N-420, en una curva muy pronunciada del camino que sube a la Muela de los Valles. Su techo se encuentra entorno a la cota 1124 m s.n.m., inmediatamente al sureste.

Características litológicas

En este perfil de 59 m de espesor pueden diferenciarse dos conjuntos litológicos superpuestos (Fig. 2.7 y Anexo 1). El inferior (tramos 1 a 3) está compuesto por carbonatos nodulosos anaranjados, rojizos, marrones, blancos y grisáceos; el superior (tramos 4 a 8) por una alternancia de niveles lutíticos marrones, rojizos, grises y verdes y de carbonatos, incluyendo calizas (a veces arenosas), limos bancos-grisáceos y, más raras, margas grises y blancas. El contacto entre los dos conjuntos litológicos se corresponde con el nivel guía 6 y los contactos entre el paquete de lutitas principal (tramo 6) y los de carbonatos inferior y superior se corresponde con los niveles guía 7a y 9, respectivamente.

Los **carbonatos nodulosos** con estructura prismática y, ocasionalmente, esférica se disponen en niveles tabulares de hasta 4 m de potencia. Las **lutitas** son masivas y se presentan en estratos tabulares de potencia métrica con bioturbación vertical y costras carbonatadas. Las **calizas**, mudstone a packstone, se presentan en estratos tabulares de espesor decimétrico a métrico, con superficies de estratificación a veces muy irregulares y exhiben bioturbación vertical, en ocasiones muy intensa, y niveles de oxidación; incluyen además cantos carbonatados centimétricos y fragmentos de gasterópodos de gran tamaño. Los **limos carbonatados** conforman cuerpos tabulares a irregulares de hasta 1,1 m de espesor con laminación, *megaripples* simétricos y bioturbación. Asimismo, incluyen cantos blandos de geometría prismática y bioclastos, predominantemente de gasterópodos. Las **margas** son masivas, aparecen en niveles irregulares de potencia decimétrica y contienen bioclastos de gasterópodos.

Sobre los depósitos neógenos que integran este perfil existen conglomerados correspondientes al nivel de terraza medio del río Alfambra, de edad Pleistoceno Medio-Superior.

Relaciones geométricas y correlación

No existe ningún nivel con continuidad física suficiente que permita la conexión entre el perfil Bco. del Buen Vecino y el perfil Castillo de Alfambra (situado 2,7 km al NW), pero dada su proximidad, posición topográfica y características litológicas, el límite entre los dos conjuntos descritos (contacto entre los tramos 3 y 4; nivel guía regional 6) se ha correlacionado con el límite entre los tramos 5 y 6 del perfil Castillo de Alfambra (Fig. 2.7). El nivel carbonatado superior presenta, además, una importante deformación sinsedimentaria convirtiéndolo en un buen nivel guía en la zona; además las litologías infrayacentes muestran en ambos perfiles un alto contenido en yeso, poco frecuente en este sector. Con ello, el tramo 4 del perfil Bco. del Buen Vecino se considera equivalente al 6 del perfil Castillo de Alfambra.

Perfil Poste Eléctrico (AI-5)

Situación: Hoja 542 (Alfambra) M.T.N.1:50000 Base 30TXK 6677 44870 / Techo 30TXK 6675 44871

El perfil se ha realizado 3 km al sur de la localidad de Alfambra (Fig. 2.7). Su base se localiza 50 m inmediatamente al sur del PK. 604 de la carretera N-420, y su techo en un cerro al oeste (1104 m s.n.m.), en la Muela de los Valles.

Características litológicas

En este perfil de ~75 m de espesor pueden diferenciarse también dos conjuntos litológicos superpuestos (Fig. 2.7 y Anexo 1). El primero (tramos 1 a 5) está fundamentalmente integrado por carbonatos nodulosos anaranjados, rojizos, marrones, blancos y grisáceos, con intercalaciones de calizas y limos carbonatados blancos y, menos frecuentes, de margas verdes y blancas. Un nivel métrico de calizas se corresponde con el nivel guía local 5a. El segundo conjunto (tramo 6 a 9) es fundamentalmente una alternancia de margas y calizas blanquecinas, que hacia la base del conjunto intercalan bancos de limos carbonatados. A techo se localiza un nivel de lutitas rojas de escaso espesor. El contacto entre los

dos conjuntos litológicos se corresponde con el nivel guía regional 6, y la base y techo del tramo de margas principal (tramo 7) en contacto con los paquetes de calizas infra- (tramo 6) y suprayacentes (tramo 8) se corresponden con los niveles guía 7a y 9, respectivamente.

Los **carbonatos nodulosos** muestran estructura prismática o esférica y aparecen en niveles tabulares de hasta 5 m de espesor; en ocasiones pasan lateralmente a calizas limosas. Las **calizas**, mudstone a packstone, se disponen en estratos tabulares de espesor decimétrico a métrico con superficies de estratificación con frecuencia irregulares. Presentan bioturbación, en ocasiones muy intensa, y los niveles fosilíferos fragmentos de gasterópodos. Las **margas**, a veces laminadas, integran niveles tabulares de potencia decimétrica a métrica. Se reconocen niveles de oxidación y bioturbación poco desarrollada. Los **limos carbonatados** aparecen en niveles irregulares de hasta 1,2 m de potencia con bioturbación, bioclastos, pátinas de oxidación y nódulos carbonatados. Las **lutitas** son masivas y se disponen en un nivel tabular de 0,6 m de potencia.

Sobre los depósitos que integran este perfil se ha reconocido materiales conglomeráticos correspondientes al nivel medio de terraza del río Alfambra, de edad Pleistoceno Medio-Superior.

Datación

Se ha podido correlacionar físicamente el nivel del yacimiento Masía la Roma km.604 (MR604), situado 360 m al sur de nuestro perfil y asignado a MN10 (Alcalá y Montoya, 2005), con la parte intermedia del tramo 1 del perfil, y el del yacimiento El Capón 3 (CAP3), situado a 1,2 km al W y asignado a MN13 (van Dam *et al.*, 2001; van Dam, *com. pers.*) con la mitad del tramo 7 (Fig. 2.7).

Relaciones geométricas y correlación

La correlación de esta columna se establece a partir del seguimiento de los niveles guía 6, 7a y 9 que se encuentran representados en ella y que permiten establecer la equivalencia de los tramos 6 a 8, con los tramos 4 a 7 del perfil Bco. del Buen Vecino localizado a 0,9 km al NW (Fig. 2.7). Por otro lado los niveles 6 y 9 permiten la correlación de esta transversal con la de Peralejos (perfil Pe-5), localizada inmediatamente al sur.

Perfil Masía del Caseto (AI-6)

Situación: Hoja 542 (Alfambra) M.T.N.1:50000 Base 30TXK 6680 44869 / Techo 30TXK 6682 44867

La base de este perfil se encuentra en la entrada a la Masía del Caseto, 3,5 km al sureste de Alfambra, y su techo en el cerro de 1103 m s.n.m. localizado inmediatamente al este (Fig. 2.7).

Características litológicas

Este perfil de 70 m de espesor presenta unas características litológicas muy similares al anterior, con dos conjuntos litológicos bien diferenciados (Fig. 2.7 y Anexo 1). El inferior (tramos 1 a 6) está compuesto por carbonatos nodulosos anaranjados, rojizos, marrones, blancos y grisáceos, con intercalaciones de calizas, margas y limos blanquecinos (incluye el nivel guía local 5a). El segundo (tramos 7 a 10) está constituido por calizas y margas de color blanquecino, estas últimas más abundantes a techo, e intercalaciones de limos carbonatados. En posiciones estratigráficas similares a las del anterior perfil se han reconocido los niveles guía 6, 7a y 9).

Los **carbonatos nodulosos** con nódulos prismáticos o esféricos aparecen en niveles tabulares de hasta 5 m de espesor. Las **calizas**, mudstone a packstone, se disponen en estratos tabulares de espesor decimétrico a métrico, con superficies de estratificación irregulares y se reconoce laminación paralela, nódulos de carbonato e intensa bioturbación. Los niveles fosilíferos contienen fragmentos de gasterópodos. Las **margas**, ocasionalmente laminadas, se presentan en niveles irregulares de espesor decimétrico. Los **limos carbonatados** aparecen en niveles de potencia decimétrica a métrica con bioturbación y nódulos carbonatados.

Sobre los depósitos que integran este perfil se disponen discordantes materiales conglomeráticos correspondientes a la terraza media del río Alfambra, de edad Pleistoceno Medio-Superior.

Relaciones geométricas y correlación

Si bien es cierto que no se ha podido establecer ni una correlación mediante foto aérea ni en campo entre este perfil y el perfil Poste Eléctrico, localizado 0,4 km al oeste, ya que entre ambos se encuentra el cauce del río Alfambra, a partir de la proximidad, de la semejanza entre los dos perfiles y de las características de algunos niveles se puede proponer que los tramos 5–9 del perfil Masía del Caseto serían equivalentes a los tramos 4–8 del perfil Poste Eléctrico (Fig. 2.7).

Perfil Bco. de los Cerillares (AI-7)

Situación: Hoja 542 (Alfambra) M.T.N.1:50000

Base 30TXK 6688 44866 Techo 30TXK 6687 44865

Este perfil se ha realizado 1 km al este de la Masía del Caseto, 4 km al sureste de Alfambra (Fig. 2.7). Su base se localiza en la confluencia del barranco de los Cerillares y uno de sus afluentes de dirección N-S por la margen izquierda, frente a una masada en ruinas. El techo se localiza 200 m al sur, sobre los farallones de caliza de la zona de La Troya.

Características litológicas

En este perfil de ~50 m de espesor dominan los carbonatos, de manera que se trata de una alternancia entre margas y calizas blancas, si bien las primeras dominan claramente hacia la parte inferior del perfil (Fig. 2.7 y Anexo 1). A techo se reconoce un nivel de lutitas rojo.

Las **margas** son masivas y aparecen en niveles tabulares de hasta 4 m de potencia. Hacia el techo presentan bioturbación, laminación paralela y bioclastos. Las **calizas**, de textura mudstone a packstone, se disponen en estratos tabulares de espesor decimétrico a métrico, con superficies de estratificación a veces irregulares. Se observa bioturbación vertical, abundantes bioclastos y, más ocasionalmente hacia la base, laminación paralela y *ripples* simétricos. Las **lutitas** son masivas y forman un nivel tabular de 3,3 m de espesor.

Sobre los depósitos de este perfil se han reconocido discordantes unos materiales conglomeráticos y arenosos correspondientes al glacis del Pleistoceno Medio-Superior.

Relaciones geométricas y correlación:

Este perfil se ha correlacionado con el perfil Masía del Caseto, localizado 500 m al oeste, mediante el seguimiento en fotografía aérea y físicamente en el campo de los niveles guía 7a y 9, reconocidos en este último perfil. Este seguimiento ha permitido situar el nivel guía 7a en la base del perfil Bco. de los Cerillares y el nivel 9 en la base del paquete más potente de calizas del tramo 2 (Fig. 2.7). Con ello, la parte inferior de este perfil (tramos 1-3 y quizás parte del 4) se correlaciona con la parte superior (tramos 8-10) del perfil Masía del Caseto.

Perfil Bco. Hondo I (AI-8)

Situación: Hoja 542 (Alfambra) M.T.N.1:50000

Base 30TXK 6704 44857 / Techo 30TXK 6706 44856

Este perfil se ha realizado 200 m al este de la confluencia de los barrancos Hondo y Colmenar, 6 km al sureste de Alfambra (Fig. 2.7). Su base se localiza en una masía ubicada en el fondo del barranco Hondo, en su margen derecha. El techo se ubica unos 65 m al norte, en la parte más alta de un cerro de 1111 m s.n.m.

Características litológicas

En este corto perfil de ~27,5 m de espesor se reconoce una parte basal (tramos 1 y 2) compuesta por una sucesión de calizas blancas y grisáceas con intercalaciones de margas negras, grises y blancas y escasos carbonatos nodulosos y limos carbonatados y una parte superior (tramo 3) constituida por una alternancia de lutitas rojas y calizas blancas (Fig. 2.7 y Anexo 1). El paquete de calizas intercalado entre las lutitas de esta parte superior se corresponde con el nivel guía 13.

Las **calizas**, mudstone a packstone, se disponen en estratos tabulares, a veces muy irregulares, de hasta 1 m de espesor con intensa bioturbación vertical y nódulos carbonatados. Se reconocen abundantes gasterópodos y bioclastos y, ocasionalmente, peloides y ooides. Las **lutitas** son masivas y aparecen en paquetes tabulares de potencia métrica. Las **margas** también masivas se presentan en estratos irregulares de espesor decimétrico y presentan, a veces, restos de gasterópodos y costras carbonatadas. Los **carbonatos nodulosos** tienen estructura prismática e integran un nivel tabular de 1,3 m de potencia. Los **limos** forman un estrato tabular de potencia decimétrica.

Relaciones geométricas y correlación

No ha sido posible seguir ningún nivel guía entre este perfil y el anteriormente descrito hacia el oeste (Bco. de los Cerillares) debido a la existencia de una falla que provoca un salto en la serie estratigráfica que no hemos podido determinar. No obstante, por sus características litológicas, el tramo 3 del perfil Bco. Hondo I se ha correlacionado tentativamente con el tramo 5 de la columna Bco. de los Cerillares (Fig. 2.7).

Perfil El Coscojar (AI-9)

Situación: Hoja 542 (Alfambra) M.T.N.1:50000 Base 30TXK 6709 44856 / Techo 30TXK 6707 44857

Este perfil se localiza 6 km al sureste de Alfambra (Fig. 2.7); su base 650 m al suroeste de la Paridera de la Ramblas, en un pequeño barranco muy acarcavado entre los barrancos del Colmenar y Hondo, y el techo unos 190 m hacia el oeste, en la parte más alta de un cerro de cota 1111 m s.n.m.

Características litológicas

El perfil de tan sólo 18 m de espesor está integrado por lutitas rojizas-anaranjadas con intercalaciones de carbonatos nodulosos naranjas, rojos y blanquecinos y, ocasionalmente, de conglomerados marrones (Fig. 2.7 y Anexo 1). Un paquete métrico de carbonatos nodulosos intercalados en las lutitas en el tramo 3 se corresponde con el nivel guía 13, el nivel de conglomerados del tramo 2 probablemente con el nivel local 12a y otro nivel de carbonatos nodulosos de tramo 1 con el nivel 11a.

Las **lutitas** son masivas y se disponen en paquetes tabulares de potencia decimétrica a métrica con bioturbación vertical hacia el techo y abundantes restos de mamíferos y reptiles. Los **carbonatos nodulosos** (prismáticos o esféricos) se presentan en niveles tabulares de espesor decimétrico; incluyen en ocasiones cantos redondeados poligénicos de hasta 8 cm de tamaño que lateralmente pasan a niveles canaliformes de conglomerados.

Datación

En este perfil se localizan los yacimientos El Coscojar 1 (CO-1), en el techo del tramo 1, y El Coscojar 2 (CO-2), en la parte superior del tramo 3, que permiten asignar la serie a la biozona MN15, en el Rusciniense superior (Alcalá, *com. pers.*). Existe la posibilidad de que estos yacimientos se correspondan con el yacimiento Colmenar (MN15) de Mein *et al.* (1983), situado en las inmediaciones pero que no ha podido ser localizado con exactitud.

Relaciones geométricas y correlación

El seguimiento físico en campo y fotografía aérea del nivel guía 13 ha permitido la correlación de este perfil hacia el oeste y hacia el norte. De este modo, las calizas nodulosas del tramo 3 se correlacionan con el nivel de calizas intercalado en el tramo 3 en el perfil Bco. Hondo I ubicado 0,4 km al oeste (Fig. 2.7).

Perfil Bco. de los Hornos (AI-10)

Situación: Hoja 567 (Teruel) M.T.N.1:50000 Base 30TXK 6714 44849 / Techo 30TXK 6713 44851

El perfil se localiza 7,5 km al sureste de la localidad de Alfambra, en la margen derecha del barranco de Los Hornos, 450 m al noreste de la confluencia de éste con el barranco Hondo (Fig. 2.7). El techo se ubica 260 m al norte, en la parte oriental de un cerro de 1213 m s.n.m.

Características litológicas

En este perfil de 76 m se observan dos partes claramente diferenciadas en función su litología (Fig. 2.7 y Anexo 1). La inferior (tramos 1 a 4) está compuesta por conglomerados grises con intercalaciones predominantemente de areniscas marrones y la superior (tramos 5 a 8) por lutitas naranjas con intercalaciones de conglomerados grises y areniscas marrones. Dos niveles de conglomerados del conjunto inferior (tramo 3) con cierta continuidad lateral se corresponden con los niveles guía locales 11a y 12a, respectivamente.

Los **conglomerados** son clastosoportados con matriz lutítico-arenosa de grano fino y con cantos, calcáreos y silíceos, subangulosos a redondeados y de hasta 80 cm; los de mayor tamaño son los carbonatados. Se disponen en niveles de espesor decimétrico a métrico, tabulares y con superficies de estratificación irregulares, o canaliformes. Estos últimos muestran cicatrices canaliformes, *scours*, cantos imbricados y, ocasionalmente, costras carbonatadas a techo. Las **lutitas** son masivas, incluyen cantos poligénicos redondeados centimétricos y se disponen en niveles tabulares de potencia decimétrica a decamétrica. Las **areniscas** son de grano fino a grueso y con cantos carbonatados y silíceos redondeados ocasionales de hasta 25 cm de diámetro, y aparecen en estratos tabulares de potencia decimétrica.

Sobre esta serie se apoyan discordantemente conglomerados correspondientes al glacis del Pleistoceno Medio-Superior.

Relaciones geométricas y correlación

La correlación del perfil que Bco. de los Hornos con el perfil El Coscojar (situado 800 m al oeste) se ha establecido mediante el seguimiento en campo y fotografía aérea de un nivel de conglomerados

reconocido aquí en el tramo 3 (nivel guía 11a), de manera que éste es equivalente a un nivel de carbonatos nodulosos de la parte media del tramo 1 del perfil El Coscojar (Fig. 2.7).

Perfil Bco. Hondo II (AI-11)

Situación: Hoja 567 (Teruel) M.T.N.1:50000
44844

Base 30TXK 6715 44840 / Techo 30TXK 6713

La base del perfil se localiza 5 km al noroeste de la localidad de Peralejos, en la margen derecha del barranco Hondo, más concretamente 1,5 km al sureste de la confluencia de éste con el barranco de Los Hornos (Fig. 2.7). El techo se localiza a 200 m al este en la parte alta del paraje conocido como Las Pilicas.

Características litológicas

Este perfil de ~66,7 m de espesor se caracteriza por una sucesión de materiales conglomeráticos grises-marrones que intercalan algunos paquetes de areniscas marrones (Fig. 2.7 y Anexo 1). Un nivel de conglomerados situado en la parte alta del perfil (tramo 8) y con cantos carbonatados y silíceos de gran tamaño (hasta 80 cm) se ha considerado el nivel guía 12a.

Los **conglomerados** son clastosoportados, con matriz lutítica o arenosa de grano fino y con cantos carbonatados y silíceos, angulosos a subredondeados, de hasta 80 cm de diámetro. Conforman paquetes tabulares, localmente canaliformes y con cicatrices internas también canaliformes, de espesor métrico. Se reconoce estratificación cruzada en surco, cantos imbricados y *scours*. Las **areniscas** son de grano grueso, esporádicamente con pequeños cantos carbonatados y silíceos, y conforman paquetes tabulares integrados por estratos de potencia decimétrica a métrica.

Relaciones geométricas y correlación

Los materiales que integran los tramos 1 a 3 definen una discordancia progresiva que se abre hacia el W. Este perfil se correlaciona con el perfil Bco. de los Hornos (1 km al noreste) mediante el seguimiento del nivel guía 12a, que ha permitido establecer la equivalencia entre la parte media del tramo 8 del perfil Bco. Hondo II y el techo del tramo 3 del perfil Bco. de los Hornos (Fig. 2.7). Materiales equivalentes a los que integran este perfil se presentan hacia el E en contacto mecánico o en *onlap* con los materiales jurásicos de la Sierra del Pobo.

Perfil Loma de la Poveda (AI-12)

Situación: Hoja 542 (Alfambra) M.T.N.1:50000

Base 30TXK 6712 44870 / Techo 30TXK 6712 44878

Este perfil se ha realizado 3 km al sur de la localidad de Escorihuela y su base se sitúa en la margen izquierda del barranco de los Caños, 500 m al suroeste del Corral de la Pedriza, y 450 m al norte de la Paridera de las Ramblas (Fig. 2.7). El techo se encuentra 830 m al norte, en el extremo oriental de la Loma de la Poveda, a una cota de 1133 m s.n.m.

Características litológicas

Este perfil de ~52 m de espesor es muy heterolítico, por lo que es difícil diferenciar conjuntos litológicos (Fig. 2.7 y Anexo 1). Está integrado por lutitas predominantemente rojas y marrones, con intercalaciones de areniscas marrones y ocreas, calizas blancas, margas verdosas y amarillentas, carbonatos nodulosos rojos y blancos y limos grises. En la base del perfil se ha reconocido el nivel guía 13 y a techo de la serie (tramo 8) destaca un potente nivel de calizas intercalada en la serie lutítica y arenosa que se corresponde con el nivel guía 18.

Las **lutitas** son masivas y se disponen en paquetes tabulares de hasta 4 m de potencia. Hacia base presentan abundante materia orgánica y hacia techo costras ferruginosas, oxidaciones y cristales de yeso. Las **areniscas** son de grano fino a muy grueso y conforman niveles tabulares a irregulares de espesor decimétrico a métrico. Presentan laminación cruzada y costras carbonatadas y ferruginosas. Las **calizas**, de textura mudstone a wackestone, forman estratos tabulares de potencia decimétrica a métrica con superficies de estratificación irregulares y muestran intensa bioturbación, nodulización y restos de gasterópodos. Las **margas** son masivas e integran niveles tabulares de potencia decimétrica con bioturbación, nódulos carbonatados y restos bioclásticos (gasterópodos y vegetales). Contienen, además, abundantes cristales de yeso y niveles carbonosos. Los **limos carbonatados** se disponen en estratos tabulares de hasta 2 m de potencia con superficies de estratificación irregulares y presentan laminación horizontal, bioturbación vertical, nódulos de carbonato, oxidaciones y fragmentos de gasterópodos; localmente intercalan niveles centimétricos carbonosos. Los **carbonatos nodulosos** tienen estructura prismática o esférica y se presentan en niveles tabulares de espesor hasta métrico.

Sobre esta serie se apoyan discordantemente unas gravas correspondientes al glacis del Pleistoceno Inferior.

Datación

El tramo 1 ha podido ser asignado a MN15 (Rusciniense superior; Weerd, 1976, Mein *et al.*, 1983, 1990) mediante el yacimiento Escorihuela B (EB) localizado hacia la base del tramo y el tramo 2 del perfil se ha asignado a MN16 (Villafranquiense) gracias a los yacimientos Escorihuela A (EA) y Escorihuela C (EC) (Weerd, 1976, Mein *et al.*, 1983, 1990) (Fig. 2.7). Esto permite un buen control temporal de la parte baja de la serie y del límite Rusciniense–Villafranquiense. De la misma manera, se ha podido correlacionar el perfil magnetoestratigráfico Escorihuela de Opdyke *et al.* (1997) con nuestra columna Loma de la Poveda; aunque no ha permitido incrementar el control cronoestratigráfico de la parte alta de la serie, si ha permitido localizar el cambio de cron C2Ar-C2An, que aproximadamente coincide con el límite Rusciniense–Villafranquiense, y situarlo aquí dentro de la biozona MN16, ya que los yacimientos EA y EC están localizados, respectivamente, por debajo y por encima de este límite.

Relaciones geométricas y correlación

A partir del seguimiento en campo y fotografía aérea de algunos niveles, y considerando sus características litológicas, se han podido correlacionar los niveles 13 (hacia el sur) y 18 (hacia el norte). La correlación del nivel 13 indica que el tramo 1 de este perfil es equivalente a la mitad del tramo 3 de los perfiles Bco. Hondo I y El Coscojar, situados aproximadamente 1,7 km al sureste (Fig. 2.7). Hacia el este materiales equivalentes a los que integran este perfil se disponen en contacto mecánico con las rocas mesozoicas de la Sierra del Pobo.

2.2.7. Transversal de Orrios (Or)

En el área de Orrios la anchura media de la cuenca se reduce considerablemente, siendo de aproximadamente de 7 km entre los paleorelieves jurásicos de Las Suertes, al SW-W de Perales de Alfambra, y de la Sierra del Pobo, al E (Fig. 2.8). En este sector se han levantado ocho perfiles estratigráficos que están dispuestos de una manera más dispersa que para otras transversales (Fig. 2.8): Corral de Vellido (Or-1), Ladera de la Cruz (Or-2), Los Tollos (Or-3), Carretera Orrios-Villalba Alta (Or-4), Orrios (Or-5), Bco. del Horcajo (Or-6), Manantial del Vadillo (Or-7) y Cerro Collado (Or-8). El perfil Corral de Vellido (OR-1) ha sido excluido de la Figura 2.8 y de esta descripción por no aportar información significativa, pero si está incluido en el Anexo 1.

En la zona del perfil Or-3 se reconoce hacia la parte inferior una sucesión de materiales carbonatados (predominantemente limos y calizas) que pasan verticalmente a lutitas con intercalaciones de detríticos más groseros, sobre todo hacia techo. Los materiales equivalentes a esta parte superior pero en la zona oriental, presentan características similares, aunque intercalan también carbonatos nodulosos y tobas. En el borde oriental, muy próximo al sistema de fallas de la Sierra del Pobo, la serie es marcadamente detrítica y al igual que en el resto de transversales, no afloran los materiales más antiguos. A lo largo de la margen derecha del río Alfambra y desde esta transversal hasta el perfil Ladera de la Cruz (Or-2), localizado hacia el sur, se reconoce una sucesión carbonatada dispuesta en *onlap* sobre los paleorelieves jurásicos. Los materiales más orientales de la transversal se disponen en contacto mecánico o en *onlap* con las rocas jurásicas y triásicas de la Sierra del Pobo.

Perfil Ladera de la Cruz (Or-2)

Situación: Hoja 542 (Alfambra) M.T.N.1:50000

Base 30TXK 6681 44926 / Techo 30TXK 6686 44934

Este perfil se ha realizado 2,5 km al norte de la localidad de Alfambra y aproximadamente a 3 km al SSW de Orrios (Fig. 2.8). Su base se encuentra en un pequeño barranco de orientación E-W, 200 m al sureste del puente de la Venta, y el techo a 930 m al noreste de dicho puente, en un cerro de 1122 m s.n.m. (Ladera de la Cruz).

Características litológicas

Este perfil de 60 m de espesor se puede dividir en dos conjuntos litológicos bien diferenciados (Fig. 2.8 y Anexo 1): El inferior (tramos 1 a 3) de lutitas versicolores con escasas intercalaciones de carbonatos nodulosos, calizas blancas y brechas grises; el superior (tramos 4 a 7) es una alternancia de margas blancas y negras y calizas blanco-amarillentas y en él destaca un potente paquete de calizas (nivel guía 10) situado a techo del tramo 4.

Las **lutitas** son masivas y se disponen en paquetes tabulares de espesor métrico con bioturbación por raíces y nódulos de carbonato. Los niveles más altos contienen restos de gasterópodos. Las **calizas**, mudstone a packstone, se presentan en estratos tabulares de potencia decimétrica a métrica, con superficies de estratificación localmente irregulares. Se reconoce bioturbación vertical, a veces muy intensa, nodulización y abundantes restos de gasterópodos. Las **margas** son masivas y constituyen niveles tabulares e irregulares de espesor decimétrico a métrico; los más oscuros presentan abundante contenido bioclástico. Las **brechas**, clastosoportadas y con matriz lutítica, son de cantos calcáreos angulosos de hasta 23 cm y se disponen en niveles laxamente tabulares de potencia decimétrica. Los **carbonatos nodulosos** forman un nivel tabular de 1 m de espesor con estructura prismática.

Relaciones geométricas y correlación

Los materiales que componen este perfil y sus equivalentes hacia el noroeste se disponen en *onlap* sobre materiales jurásicos. A techo del tramo 4 se localiza en nivel fotogeológico 10 que ha podido ser seguido fotogeológicamente hasta el siguiente perfil (Los Tollos).

Perfil Los Tollos (Or-3)

Situación: Hoja 542 (Alfambra) M.T.N.1:50000 Base 30TXK 6700 44954 / Techo 30TXK 6694 44962

La base de este perfil se localiza 600 m al noroeste de Orrios, en el patio trasero de una masada que hay en un barranco situado 280 m al norte de las Casas del Río, y el techo al noroeste, en el extremo oriental del cerro de 1157 m s.n.m. situado en el paraje Los Tollos (Fig. 2.8).

Características litológicas

En este perfil de casi 89 m de espesor se diferencian dos conjuntos litológicos superpuestos (Fig. 2.8 y Anexo 1). La primera mitad del perfil (tramos 1 a 5) está compuesta por carbonatos (limos arenosos grises-marronáceos, calizas blancas, grises y amarillentas y margas negras) y la mitad superior (tramos 6 a 10) por lutitas naranjas y marrones con intercalaciones de areniscas marronáceas y conglomerados amarillentos a techo. Muy ocasionalmente, se han reconocido carbonatos nodulosos naranjas y tobas blancas. Dos paquetes de calizas en la mitad inferior del perfil (en el tramo 2 y en el contacto entre los tramos 3 y 4) se corresponden con los niveles guía 10 y 11, y un nivel de conglomerados (techo del tramo 9) con el nivel guía 19.

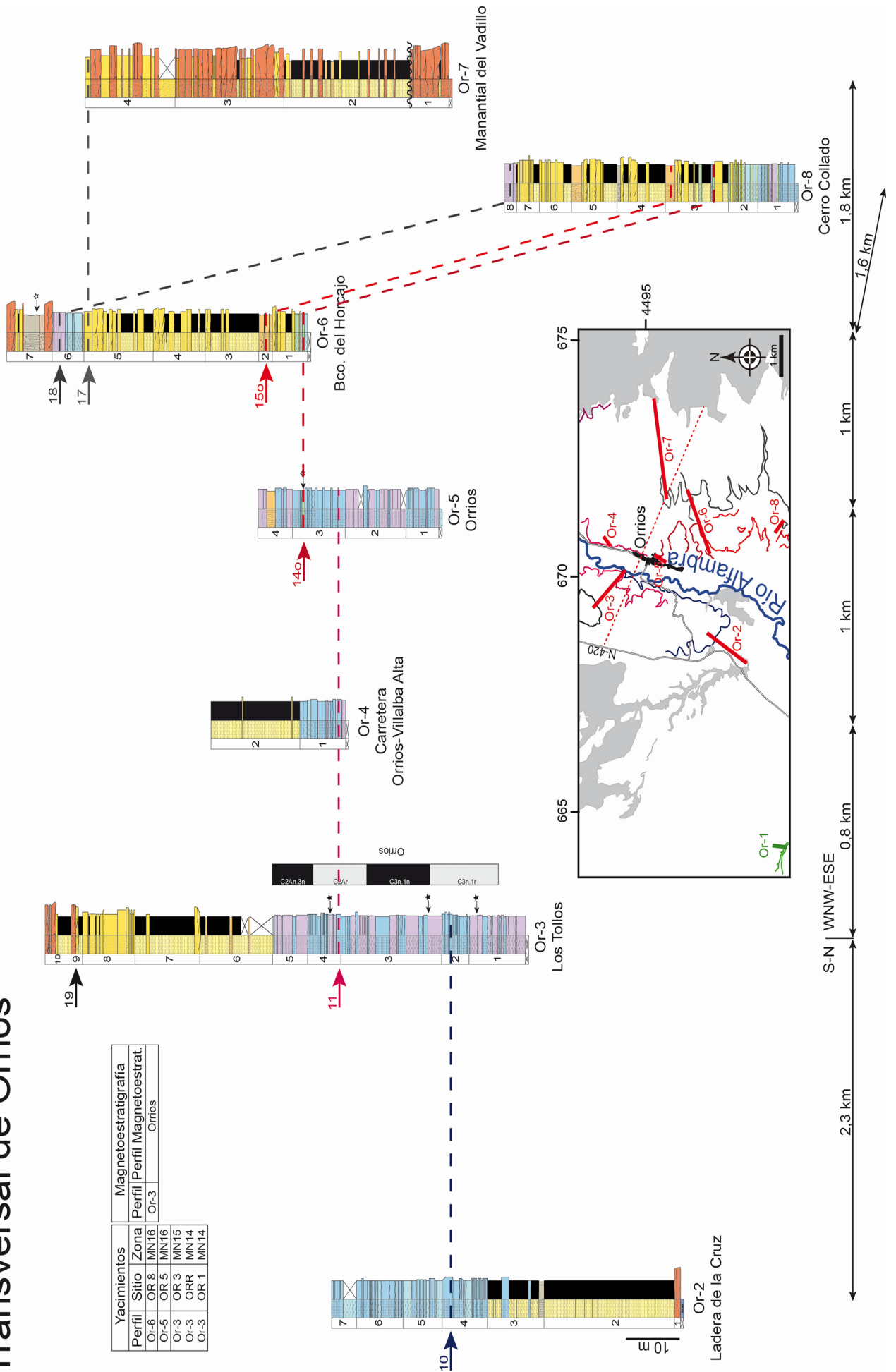
Los **limos** se disponen en paquetes tabulares, a veces muy irregulares, de hasta 2,6 m de potencia. Exhiben laminación paralela, cruzada y hacia la base del perfil costras carbonatadas centimétricas y además, contienen abundantes gasterópodos. Las **lutitas** son masivas e integran paquetes tabulares de espesor métrico que ocasionalmente muestran bioturbación vertical, costras carbonatadas y nódulos carbonatados prismáticos. Las **calizas**, mudstone a packstone, se presentan en estratos tabulares de potencia decimétrica a métrica con superficies de estratificación a veces muy irregulares. Se observa laminación paralela, nódulos carbonatados, niveles con oxidación, bioturbación vertical y, en algunos niveles, son muy abundantes los restos de gasterópodos. Las **areniscas**, de grano fino a ocasionalmente muy grueso y con cantos redondeados dispersos de hasta 3 cm de diámetro, conforman estratos tabulares o canaliformes de potencia decimétrica a métrica con laminación paralela y cruzada, estratificación cruzada planar y costras carbonatadas centimétricas. Los **conglomerados** son clastosoportados, con matriz arenosa y con cantos carbonatados y silíceos, redondeados, de hasta 5 cm. Integran niveles canaliformes de espesor decimétrico a métrico con cicatrices internas también canaliformes, estratificación cruzada en surco y nódulos ferruginosos. Los **carbonatos nodulosos** tienen estructura prismática y aparecen en niveles de espesor decimétrico. Las **margas** se presentan en un estrato irregular de 0,1 m de espesor con laminación horizontal y abundantes restos de gasterópodos y vegetales. Las **tobas** constituyen un nivel irregular de 0,3 m de espesor, con facies de fitohermos de tallos y niveles fitoclásticos.

Datación

En los tramos 1 y 3 se sitúan, respectivamente, los yacimientos Orrios 1 (OR1) y Orrios (ORR) (Weerd, 1976; Adrover, 1983; Mein *et al.*, 1990; Alcalá, 1994) que permiten asignar la serie a MN14 (Rusciniense inferior) (Fig. 2.8). Del mismo modo, el yacimiento Orrios 3 (OR3) está localizado en el tramo

Fig. 2.8. Perfiles estudiados y correlación en la transversal de Orrios (Or). Ver leyenda en la figura 2.2.

Transversal de Orrios



4 y ha sido asignado a la biozona MN15 (Rusciniense superior) por Mein *et al.* (1990), lo que implica un buen control temporal para la parte baja, carbonatada, de la serie. Además, el perfil magnetoestratigráfico Orrios de Opdyke *et al.* (1997) ha podido ser correlacionado con la columna Los Tollos (Fig. 2.8), lo que ha permitido incrementar el control cronológico de la parte carbonatada de la sucesión, la cual queda comprendida entre los cronos C3n.1r (parte media del Rusciniense) y C2An.3n (Villafranquiense basal).

Relaciones geométricas y correlación

Hacia el oeste los materiales equivalentes a los que componen este perfil se disponen discordantes y con un dispositivo de *onlap* sobre materiales jurásicos. La correlación de esta columna con el perfil Ladera de la Cruz, localizado 2,3 km hacia el sur, se ha establecido a partir del seguimiento del nivel guía 10 y que permite una correlación física del tramo 2 del perfil Los Tollos con el techo del tramo 4 del perfil Ladera de la Cruz (Fig. 2.8).

Perfil Carretera Orrios-Villalba Alta (Or-4)

Situación: Hoja 542 (Alfambra) M.T.N.1:50000 Base 30TXK 6706 44958 / Techo 30TXK 6706 44958

La base del perfil se localiza 930 m al norte de la localidad de Orrios, en un pequeño barranco de dirección E-W que hay junto a la carretera que lleva a Villalba Alta, y el techo en un paraje conocido como El Campillo a 1108 m n.s.m, inmediatamente al este de la base (Fig. 2.8).

Características litológicas

Se trata de un perfil de escaso espesor (~25 m) cuya parte inferior (tramo 1) está compuesta por calizas blancas y grises con intercalaciones de limos grises, blancos y marrones y la superior (tramo 2) por lutitas rojas que intercalan ocasionalmente areniscas rosáceas (Fig. 2.8 y Anexo 1).

Las **lutitas** son masivas y se presentan en niveles tabulares de potencia métrica, con bioturbación vertical y nódulos de carbonato. Las **calizas**, de textura mudstone a wackestone, integran estratos tabulares de potencia decimétrica a métrica, a veces muy irregulares, muestran evidencias de bioturbación por raíces y contienen restos de gasterópodos. Los **limos** conforman estratos tabulares a irregulares de espesor decimétrico, con bioturbación vertical, nódulos de carbonato, pátinas de óxidos y abundantes restos de gasterópodos de gran tamaño. Las **areniscas** son de grano medio e integran estratos tabulares de potencia decimétrica que muestran bioturbación vertical ocasional.

Sobre esta serie se reconocen unos materiales conglomeráticos correspondientes a la terraza media del río Alfambra, de edad Pleistoceno Medio-Superior.

Relaciones geométricas y correlación

Este perfil se correlaciona con el perfil Los Tollos (situado 0,8 km al oeste) a partir del nivel fotogeológico 11 a pesar de que entre ambos se encuentra el cauce del río Alfambra. De esta manera, la base del tramo 1 del perfil Carretera Orrios-Villalba Alta se correlaciona con la base del tramo 4 del perfil Los Tollos y, de modo que los tramos 1 y 2 del primero podrían corresponder probablemente con los tramos 4-5 y 6, respectivamente, del segundo (Fig. 2.8).

Perfil Orrios (Or-5)

Situación: Hoja 542 (Alfambra) M.T.N.1:50000 Base 30TXK 6702945 / Techo 30TXK 6704948

La base de este perfil se localiza en la localidad de Orrios, en la margen derecha de la desembocadura del barranco de las Suertes, y el techo en las inmediaciones de la Ermita de San Cristobal (Fig. 2.8).

Características litológicas

Se trata de un perfil de ~33,5 m de espesor compuesto mayoritariamente por carbonatos, especialmente limos carbonatados grises y marrones (preferentemente en tramos 2 y 4) y calizas blancas especialmente en los tramos 1 y 4); esporádicamente aparecen margas negras y carbonatos nodulosos marrones intercalados (Fig. 2.8 y Anexo 1). En la base del tramo 3 se ha reconocido el nivel guía 11 y a techo del tramo 3, el nivel de 0,6 m de margas negras con restos de gasterópodos constituye el nivel guía local 14o.

Las **calizas**, mudstone a packstone, se presentan en estratos tabulares de espesor decimétrico, con superficies de estratificación a veces irregulares. Se observa bioturbación y, puntualmente, laminación cruzada y oxidación. Los **limos carbonatados** conforman niveles tabulares de hasta 3 m de potencia con nódulos carbonatados, bioturbación por raíces y pátinas de óxidos. Contienen fragmentos de gasterópodos

y restos vegetales. Los **carbonatos nodulosos** aparecen en un nivel tabular de 1,5 m de espesor con estructura prismática. Las **margas** son masivas forman un estrato irregular de 0,6 m de potencia y contienen gasterópodos.

Sobre esta serie se apoyan discordantemente unos materiales conglomeráticos correspondientes a la terraza media del río Alfambra, de edad Pleistoceno Medio-Superior.

Datación

El nivel fosilífero del yacimiento Orrios 5 (OR5), asignado a la biozona MN16 en el Villafranquiense inferior (Mein *et al.*, 1990), se localiza 500 m al S del perfil y se ha podido correlacionar físicamente con el nivel de margas situado en la parte alta del tramo 3 (nivel guía 14o).

Relaciones geométricas y correlación

El seguimiento del nivel fotogeológico 11 ha permitido correlacionar la base del tramo 3 del perfil Orrios con la base del tramo 1 del perfil Carretera Orrios-Villalba Alta situado 1 km al noroeste (Fig. 2.8).

Perfil Bco. del Horcajo (Or-6)

Situación: Hoja 542 (Alfambra) M.T.N.1:50000 Base 30TXK 6707 44940 / Techo 30TXK 6720 44942

Este perfil se ha realizado 1 km al sureste de la localidad de Orrios (Fig. 2.8). Su base se sitúa en un pequeño barranco muy acaravado y de dirección N-S que hay en la margen derecha del barranco del Horcajo, inmediatamente al sur del paraje del Alto Regajo; el techo se ubica al noreste, a 500 m de la Fuente de Valdeperal, en la cota 1152 m s.n.m.

Características litológicas

En función de sus características litológicas, este perfil de ~56 m de potencia se puede dividir en dos partes (Fig. 2.8 y Anexo 1). La parte inferior (tramos 1 a 5), más potente, está compuesta por una alternancia de areniscas marrones y grises y lutitas rojas y marrones que, ocasionalmente, intercalan margas grises-rosáceas, verdes y negras, carbonatos nodulosos marrónceos y limos blancos. La parte superior (tramos 6 y 7) es más carbonatada, incluyendo limos y calizas blancas hacia la base y carbonatos nodulosos grises; hacia techo existen algunos niveles de conglomerados y arenas grises y muy escasas tobas blancas y lutitas marrones. En esta serie se han reconocido los niveles guía 15o (carbonatos nodulosos marrones del tramo 2), 17 (nivel de areniscas a techo del tramo 5) y 18 (limos blancos del techo del tramo 6). Además, el primer nivel de conglomerados del tramo 7 puede corresponder, probablemente, al nivel guía 19.

Las **areniscas** son de grano fino a grueso y, a veces, engloban cantos de caliza redondeados de hasta 3 cm. Conforman estratos tabulares o laxamente canaliformes de espesor decimétrico a métrico que ocasionalmente presentan laminación paralela y cruzada, estratificación cruzada en surco, nódulos carbonatados y bioturbación por raíces. Las **lutitas** son masivas e integran paquetes tabulares de potencia decimétrica a métrica con nódulos y costras carbonatadas y bioturbación por raíces. Las **margas**, también masivas, se disponen en niveles tabulares de potencia decimétrica con nódulos de yeso y carbonato, costras carbonatadas y yesíferas, cristales de yeso, pátinas de oxidación y bioturbación vertical. En los niveles más oscuros se reconoce laminación paralela y restos de gasterópodos. Los **carbonatos nodulosos** con estructura prismática y esférica conforman niveles tabulares de hasta 3 m de potencia. Los **limos** constituyen un paquete tabular de 2,5 m con bioturbación por raíces y nódulos carbonatados (nivel guía 18). Los **conglomerados** son clastosoportados y con matriz arenosa de grano grueso; los cantos son de caliza, subangulosa subredondeados y de hasta 12 cm de diámetro. Se disponen en cuerpos canaliformes o tabulares de hasta 1,4 m de potencia con cicatrices internas canaliformes y estratificación cruzada en surco. Las **calizas**, mudstone, constituyen estratos con superficies de estratificación irregulares de espesor decimétrico a métrico con nódulos de carbonato. Las **tobas** aparecen en un nivel de 0,9 m de potencia con facies de musgos y tallos.

Sobre esta serie se reconocen gravas correspondientes al glacis de edad Pleistoceno Inferior.

Datación

El nivel fosilífero del yacimiento Orrios 8 (OR8), localizado 1 km al S del perfil, se ha podido correlacionar con el nivel de carbonatos nodulosos blancos del tramo 7, lo que ha permitido, siguiendo la datación del yacimiento realizada por Mein *et al.* (1990), asignarlo a la biozona MN16 (Villafranquiense inferior).

Relaciones geométricas y correlación

El seguimiento físicamente en campo y mediante fotografía aérea del nivel 14o desde el perfil

Orrios (situado 1 km al oeste) ha permitido establecer la correspondencia entre el techo del tramo 3 de ese perfil con la base del tramo 1 del perfil Bco. del Horcajo (Fig. 2.8).

Perfil Manantial del Vadillo (Or-7)

Situación: Hoja 542 (Alfambra) M.T.N.1:50000 Base 30TXK 6734 44949 / Techo 30TXK 6726 44946

La base del perfil se localiza 2,9 km al este de la localidad de Orrios, en la margen izquierda del barranco de las Suertes, a 200 m de la Paridera de la Calzada; el techo, en la margen derecha del barranco, 200 m al sur de la Paridera de la Batiosa, en un pequeño barranco de dirección NW-SE (Fig. 2.8).

Características litológicas

Este perfil de 67,5 m de espesor se caracteriza por presentar dos partes litológicamente diferenciadas (Fig. 2.8 y Anexo 1). La primera (tramos 1 y 2) está constituida por lutitas naranjas con intercalaciones de conglomerados grises y, menos frecuentes, de areniscas y carbonatos nodulosos anaranjados. La segunda (tramos 3 y 4) es una alternancia de conglomerados grises y areniscas naranjas con escasas intercalaciones de lutitas naranjas en la parte inferior del conjunto. El nivel de areniscas del techo del perfil se corresponde con el nivel guía 17.

Los **conglomerados** son generalmente clastosoportados, con matriz lutítica o arenosa de grano fino. Los cantos, calcáreos y silíceos, son angulosos a subredondeados y de hasta 66 cm de diámetro; hacia la base del perfil son exclusivamente carbonatados. Estos materiales se presentan en niveles tabulares o canaliformes de espesor decimétrico a métrico. Los canaliformes muestran estratificación cruzada en surco, laminación cruzada, cantos imbricados y *scours*. Ocasionalmente, se observa bioturbación vertical, nódulos y costras carbonatadas. Las **lutitas**, que en ocasiones engloban pequeños cantos de caliza, son masivas y conforman estratos tabulares de potencia decimétrica a métrica con bioturbación ocasional. Las **areniscas** son de grano fino a muy grueso y con algunos cantos carbonatados de hasta 8 cm, y aparecen en estratos tabulares de potencia decimétrica en los que se reconoce estratificación cruzada en surco, laminación paralela y laminación cruzada. Los **carbonatos nodulosos** con estructura prismática conforman niveles tabulares de espesor decimétrico con cantos calcáreos, redondeados, de hasta 5 cm de diámetro.

Relaciones geométricas y correlación

Entre las capas del tramo 1 y del tramo 2 se reconoce una discordancia angular, de manera que los materiales infrayacentes buzan al E y los suprayacentes al W. El techo del tramo 4 se correlaciona hacia el oeste con el techo del tramo 5 de la columna Bco. del Horcajo (1,8 km) a partir seguimiento en campo del nivel guía 17 (Fig. 2.8). Este perfil es el más oriental de esta zona y hacia el este los materiales que lo integran se presentan en contacto mecánico o en *onlap* con las rocas jurásicas y triásicas de la Sierra del Pobo.

Perfil Cerro Collado (Or-8)

Situación: Hoja 542 (Alfambra) M.T.N.1:50000 Base 30TXK 6708 44918 / Techo 30TXK 6711 44917

Este perfil se ha realizado 1,6 km al noroeste de la localidad de Escorihuela y a casi 4 km al sur de Orrios (Fig. 2.8). Su base se sitúa inmediatamente al lado de un camino que se encuentra al noreste del Cerro del Collado, y su techo en lo alto de este cerro de 1139 m s.n.m.

Características litológicas

Este perfil de 54 m de espesor presenta una marcada variedad litológica si bien pueden reconocerse dos grandes conjuntos (Fig. 2.8 y Anexo 1). El inferior (tramos 1 y 2), mucho menos potente, es una alternancia de margas negras, blancas y grisáceas y calizas blancas con intercalaciones de limos carbonatados grises y, con menor frecuencia, de areniscas grises, marrones y ocreas a techo. El superior (tramos 3 a 8) está compuesto por una alternancia de areniscas marrones y ocreas y lutitas marrones-rojizas que intercalan margas grises y negras (incluido el nivel guía 14o), carbonatos nodulosos ocreos y blancos (e.g. nivel guía 15o) y, muy ocasionales, microconglomerados amarillos; en su parte superior (tramo 8) hay un nivel de limos blancos (nivel guía 18).

Las **areniscas** son de grano fino a medio con algún canto calcáreo de hasta 2 cm de diámetro y se presentan en estratos tabulares de espesor decimétrico, a veces con superficies de estratificación irregulares. Ocasionalmente, exhiben laminación paralela, laminación cruzada, bioturbación, nódulos carbonatados y costras ferruginosas y yesíferas. Las **lutitas**, que en ocasiones engloban pequeños cantos de caliza, son masivas y conforman estratos tabulares de potencia decimétrica a métrica con bioturbación ocasional. Las **margas**, masivas o laminadas, integran niveles irregulares de potencia decimétrica a

métrica en los que es posible reconocer nódulos de yeso y carbonato, pátinas de óxidos, costras ferruginosas y yesíferas, niveles carbonosos e intensa bioturbación. Contienen fragmentos de gasterópodos y hacia techo se reconocen esquirlas de huesos. Las **calizas**, mudstone a wackestone, se disponen en estratos irregulares de hasta 1,2 m de potencia, muestran nódulos carbonatados y bioturbación vertical y contienen fragmentos de gasterópodos. Los **limos** se presentan en niveles irregulares de espesor decimétrico a métrico con nódulos carbonatados, bioturbación, oxidaciones y gasterópodos; hacia techo se localizan cantos calcáreos subangulosos de hasta 3 cm de diámetro. Los **carbonatos nodulosos**, con estructura prismática y esférica, integran niveles tabulares de hasta 1,9 m de potencia. Los **microconglomerados** son clastosoportados y con matriz arenosa de grano grueso, tienen cantos carbonatados y silíceos, redondeados, de hasta 1 cm de diámetro y forman un nivel tabular de 0,1 m de espesor.

Sobre esta serie se apoyan discordantemente unos materiales conglomeráticos correspondientes a la terraza media del río Alfambra, de edad Pleistoceno Medio-Superior.

Relaciones geométricas y correlación

A partir del seguimiento del nivel 18 en campo y fotografía aérea se ha podido correlacionar el tramo 8 de este perfil con el tramo 6 del perfil Bco. del Horcajo (situado 1,6 km al NW) y, también, con el tramo 8 del perfil Loma de la Poveda de la transversal de Alfambra (situada al sur) (Fig. 2.8). Los niveles 14o y 15o también permiten correlacionar el tramo 3 del perfil Cerro Collado con los tramos 1-2 del perfil Bco. del Horcajo. Con ello, la serie comprendida por los tramos 4 a 7 del primer perfil sería equivalente a la comprendida por los tramos 3-5 del segundo perfil. Hacia el este, materiales equivalentes a los que integran este perfil se disponen en contacto mecánico mediante una falla normal con rocas jurásicas de la Sierra del Pobo.

2.2.8. Transversal de Villalba Alta (Vi)

La anchura de la cuenca de Teruel en el sector de Villalba Alta es de aproximadamente 7 km, quedando restringida entre los paleorelieves jurásicos de Las Suertes, situados al oeste de Perales de Alfambra, y la Sierra del Pobo, al este. En este sector se han levantado seis columnas estratigráficas (Fig. 2.9). Los Aliagares (Vi-1), Villalba Alta (Vi-2), Fuente de Valdeagua (Vi-3), La Cañada (Vi-4), Bco. de las Cuevas Ahumadas (Vi-5) y Bco. Galindo (Vi-6). Además, se han considerado la información aportada por cuatro sondeos ubicados en las proximidades de la localidad de Perales de Alfambra (SPe1, SPe3, SPe6 y SPe7), pero no se incluye su descripción pues la información disponible relativa a sus características litológicas es muy escasa. Los cuatro sondeos y los tres primeros perfiles siguen, aproximadamente una línea de correlación WNW-ESE y los perfiles restantes una dirección N-S.

A partir del sondeo SPe7 es posible comprobar que en la parte occidental los materiales más antiguos son carbonatados, aunque con alto contenido terrígeno, predominantemente margas y limos; estos gradan verticalmente a una serie dominadamente lutítica con areniscas y conglomerados a techo (Fig. 2.9). La interpretación de los sondeos SPe1 y SPe6 de cerca de la localidad de Perales de Alfambra indica que la serie neógena terrígena superior se mantiene hacia el norte y noroeste, formando al menos una cobertera de unos 20 m de lutitas y areniscas. El perfil más occidental de la transversal (Vi-1) presenta unas características similares al sondeo SPe7, con limos carbonatados y margas en la parte inferior y una potente serie terrígena superior. Hacia el este, solo afloran materiales equivalentes a los más antiguos, que incrementan el contenido en margas y carbonatos nodulosos inicialmente y pasan más hacia el este a materiales terrígenos (lutitas con intercalaciones de conglomerados y carbonatos nodulosos). Desde el perfil Vi-3 hacia el sur, paralelamente al margen de la Sierra del Pobo, se incrementa el porcentaje en conglomerados que ocasionalmente intercalan paquetes de areniscas y lutitas.

Perfil Los Aliagares (Vi-1)

Situación: Hoja 542 (Alfambra) M.T.N.1:50000 Base 30TXK 6712 44980 / Techo 30TXK 6709 44980

La base del perfil se sitúa 850 m al suroeste de la localidad de Villalba Alta, en la margen derecha del río Alfambra, y el techo en el cerro de los Aliagares (1166 m s.n.m.), junto a una curva pronunciada de la carretera TE-V-8007 (Fig. 2.9).

Características litológicas

Este perfil, que es el de mayor espesor de la transversal, tiene 90 m y se puede dividir en tres conjuntos litológicos (Fig. 2.9 y Anexo 1). El inferior (tramo 1) está compuesto predominantemente por limos carbonatados blancos y grises, aunque también aparecen margas grises, marrones y negras, y calizas blancas y grises. El intermedio (tramo 2 a 7), mucho más potente, se caracteriza por el predominio de lutitas rojas y marrones con intercalaciones de areniscas grises-marronáceas, conglomerados y carbonatos nodulosos marrones, y un paquete de calizas grises hacia la base (tramo 3; que incluye el nivel guía 14). El conjunto superior (tramo 8) es esencialmente conglomerático con alguna intercalación ocasional de areniscas marrones. Además del nivel guía 14, en este perfil han sido reconocidos los niveles guía o fotogeológicos 11 (parte baja del tramo 1), 12 (techo del tramo 1 y contacto entre los dos conjuntos litológicos inferiores), 15 (techo del tramo 4), 16 (techo del tramo 5) y 19 (límite tramos 7-8 y contacto entre los dos conjuntos litológicos superiores).

Las **lutitas** son masivas y constituyen paquetes tabulares de espesor decimétrico a métrico con bioturbación vertical, marmorización y ocasionales nódulos de carbonato. Los **conglomerados**, clastosoportados con matriz arenosa de grano fino, son de cantos calcáreos y silíceos, redondeados y de hasta 17 cm. Se presentan en niveles de hasta 4 m de potencia con bases y cicatrices internas canaliformes y estratificación cruzada en surco; hacia techo del perfil hay cantos imbricados. Las **areniscas** son de grano fino a muy grueso, con clastos carbonatados de hasta 2 cm. Conforman niveles tabulares o canaliformes de hasta 1,5 m de potencia; estos últimos con estratificación cruzada en surco y estratificación cruzada planar, laminación paralela y cruzada. Ocasionalmente, se reconocen nódulos carbonatados, bioturbación vertical y costras carbonatadas centimétricas. Los **limos** se disponen en niveles irregulares o canaliformes, ocasionalmente tabulares, de potencia decimétrica a métrica. Contienen cantos blandos, nódulos de carbonato, gasterópodos y, muy ocasionalmente, muestran *ripples* simétricos, laminación paralela y bioturbación vertical. Las **margas** son masivas y se presentan en estratos de hasta 1 m de espesor con superficies de estratificación irregulares. A veces muestran bioturbación, marmorización y laminación paralela; contienen además abundantes restos de gasterópodos y los niveles más oscuros restos vegetales. Las **calizas**, mudstone a wackestone, conforman niveles tabulares de potencia decimétrica con superficies de estratificación a veces irregulares. Exhiben bioturbación vertical, nódulos carbonatados e incluyen abundantes gasterópodos y cantos blandos de color negro. Los **carbonatos nodulosos**, con estructura prismática, aparecen en un nivel tabular de espesor decimétrico.

Datación

En el tramo 1 del perfil se sitúan los yacimientos estudiados por Mein *et al.* (1990) Villalba Alta Río 1, 2, 3 y 4 (VAR1, VAR2, VAR3 y VAR4, respectivamente) (Fig. 2.9). El primero fue asignado por estos autores a la biozona MN14 (Rusciniense inferior) y los tres restantes a la biozona MN15 (Rusciniense superior). Por otro lado, el yacimiento Villalba Alta 5 (VA5), asignado por Mein *et al.* (1990) también a la biozona MN15, está localizado 580 m al N y ha sido correlacionado con un nivel del tramo 3 de nuestro perfil.

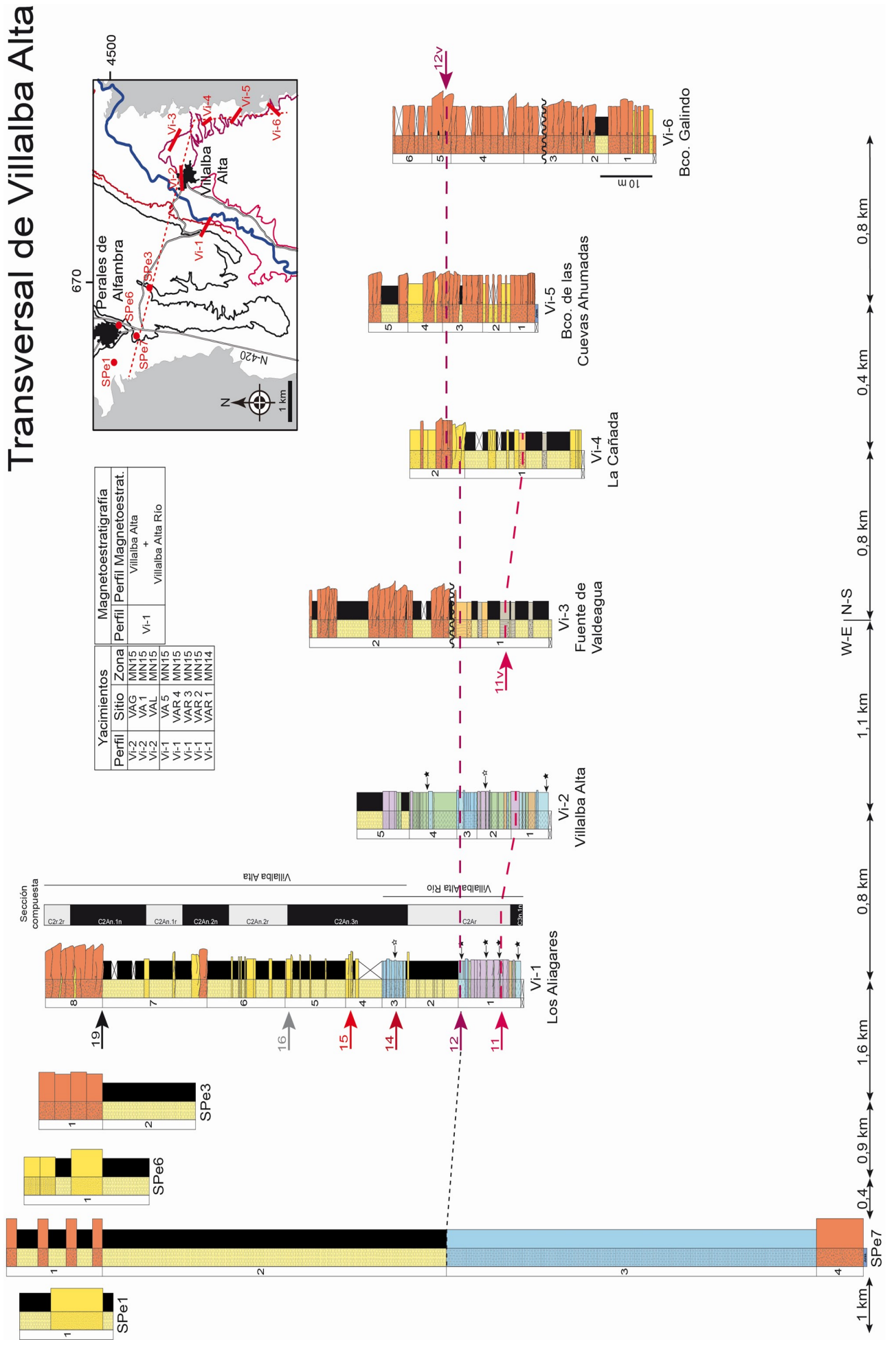
Estos yacimientos y, sobre todo, el perfil magnetoestratigráfico compuesto realizado a partir de los perfiles magnetoestratigráficos Villalba Alta Río y Villalba Alta de Opdyke *et al.* (1997) y su correlación con nuestro perfil Los Aliagares (ver detalle de la correlación en el apartado 2.3 de esta memoria) permiten una precisa datación absoluta de la serie estratigráfica de este perfil (Fig. 2.9). En conjunto este perfil comprende desde el cron C3n.1n (parte media del Rusciniense; 4,1-4,3 Ma) al cron C2r.2r (Villafranquiense superior; 2,2-2,6 Ma).

Relaciones geométricas y correlación

Hacia el oeste, los materiales que componen este perfil se disponen discordantes mediante un dispositivo geométrico en *onlap* sobre materiales jurásicos. El seguimiento de los niveles 11 y 19 permiten la correlación del perfil Los Aliagares hacia el sur con el perfil Los Tollos de la transversal de Orrios. Además, a partir de la correlación de los perfiles magnetoestratigráficos Villalba Alta y Orrios con nuestros perfiles estratigráficos equivalentes, Los Aliagares y Los Tollos respectivamente, se pueden correlacionar los tramos 1 a 5 del primero con los tramos 3 (parte media) a 6 del segundo (Figs. 2.8 y 2.9).

Fig. 2.9. Perfiles estudiados y correlación en la transversal de Villalba Alta (Vi). Ver leyenda en la figura 2.2.

Transversal de Villalba Alta



Perfil Villalba Alta (Vi-2)

Situación: Hoja 542 (Alfambra) M.T.N.1:50000 Base 30TXK 6718 44984 / Techo 30TXK 6723 44982

El perfil se localiza en el casco urbano de Villalba Alta (Fig. 2.9). En el transcurso de esta tesis se han construido un par de viviendas que han cubierto parte de la serie. La base se encuentra en la entrada oeste del pueblo, junto a la báscula municipal, y el techo en la parte más elevada, detrás de una granja que hay en la margen derecha del barranco que atraviesa la localidad.

Características litológicas

La mayor parte del perfil, de 37 m de espesor, corresponde a materiales margosos verdes, negros, blancos, grises y ocreos con intercalaciones de calizas y limos carbonatados blanco-grisáceos, si bien a techo hay algunos niveles lutíticos rojos (Fig. 2.9 y Anexo 1). Se han reconocido dos niveles guía, un nivel de limos carbonatados blanco-grisáceos a techo del tramo 1 (nivel guía 11) y el nivel de margas blancas a techo del tramo 3 (nivel 12).

Las **margas** son masivas o laminadas y se disponen en niveles tabulares, a veces muy irregulares, de espesor decimétrico a métrico. Se reconoce bioturbación vertical, marmorización, nódulos carbonatados y pátinas de óxidos. Contienen bioclastos, incluyendo restos de gasterópodos, vegetales y huesos de vertebrados. Las **lutitas** son masivas y se presentan en paquetes tabulares de potencia métrica. Los **limos** se disponen en estratos tabulares de potencia decimétrica a métrica con evidencias de bioturbación, laminación y abundantes restos de gasterópodos. Las **calizas**, mudstone a wackestone, integran estratos tabulares de potencia decimétrica con bioturbación vertical, evidencias de oxidación y, ocasionalmente, nódulos de carbonato; en los niveles fosilíferos se reconocen restos de gasterópodos, enteros y de gran tamaño.

Sobre esta serie se apoyan discordantemente unos niveles conglomeráticos correspondientes a la terraza media del río Alfambra, de edad Pleistoceno Medio-Superior.

Datación

En la base del tramo 1 se sitúa el yacimiento Villalba Alta (VAL) estudiado por Adrover (1986). Por otro lado, el yacimiento Villalba Alta 1 (VA1) de Mein *et al.* (1990) se sitúa a menos de 100 m y se ha podido correlacionar con el techo de nuestro tramo 2. Ambos fueron adscritos a la biozona MN15 (Rusciniense superior). En el tramo 4 se ha encontrado un nuevo yacimiento al que se ha denominado Villalba Alta Granja (VAG) y, a pesar de que no se ha realizado por el momento un estudio detallado, los restos encontrados permiten asignarlo a la zona MN15 (Alcalá. *com. pers.*). Con todo, los tramos 1 a 4 de este perfil pueden adscribirse, por tanto a la zona MN15 de edad Rusciniense superior (Fig. 2.9).

Relaciones geométricas y correlación

El perfil Villalba Alta se ha correlacionado con el perfil Los Aliagares (0,8 km al oeste) a partir del reconocimiento y seguimiento de los niveles guía 11 y 12, aunque entre ambos se encuentra el cauce del río Alfambra. De esta manera y teniendo en cuenta la similitud de facies de parte basal de ambos perfiles, los tramos 2 y 3 de Villalba Alta serían equivalentes al tramo 1 de Los Aliagares (Fig. 2.9). Además, el seguimiento del nivel fotogeológico 11 hacia el sur ha permitido correlacionar este perfil con el perfil Carretera Orrios-Villalba Alta de la transversal de Orrios.

Perfil Fuente de Valdeagua (Vi-3)

Situación: Hoja 542 (Alfambra) M.T.N.1:50000 Base 30TXK 6728 44986 / Techo 30TXK 6724 44988

El perfil se localiza en el barranco de Valdeagua, situado 860 m al noreste de Villalba Alta (Fig. 2.9). La base se encuentra inmediatamente al sur de la Fuente de Valdeagua, y el techo 200 m hacia el sur, en un cerro de 1177 m s.n.m.

Características litológicas

En este perfil de 45 m se observan dos partes claramente diferenciadas (Fig. 2.9 y Anexo 1). La inferior (tramo 1) es una alternancia de lutitas marrones-anaranjadas y carbonatos nodulosos naranjas y grises; sólo a techo se reconoce un pequeño nivel de conglomerados marrones intercalado. La superior (tramo 2) es una alternancia de conglomerados grises-anaranjados y lutitas naranjas, que hacia techo intercalan algún nivel de areniscas. Un nivel de carbonatos nodulosos grises de espesor métrico situado a mitad del tramo 1 se corresponde con el nivel guía 11v y otro de carbonatos nodulosos naranjas a techo de ese mismo tramo con el nivel guía 12.

Las **lutitas** son masivas, forman paquetes tabulares de hasta 3 m de espesor y muestran bioturbación y nódulos carbonatados. Los **conglomerados**, clastosoportados y con matriz lutítica o arenosa

de grano medio, tienen cantos calcáreos y silíceos, de subangulosos a subredondeados, de diámetro inferior a 50 cm; los carbonatados son los de mayor tamaño. Se disponen en niveles canaliformes o tabulares de hasta 5,5 m de espesor y, a techo de la sucesión, tienen cicatrices internas, estratificación cruzada en surco, *scours* y bioturbación. Los **carbonatos nodulosos** (con estructura prismática o nódulos esféricos) conforman estratos tabulares e irregulares de potencia decimétrica a métrica que ocasionalmente presentan cicatrices internas y cantos calcáreos (subangulosos a subredondeados) de hasta 2 cm de diámetro. Las **areniscas** son de grano medio y conforman un nivel tabular de 0,1 m de espesor.

Relaciones geométricas y correlación

Los materiales que integran este perfil están afectados por una discordancia compleja, de manera que los niveles carbonatados y lutíticos inferiores dibujan un abanico de capas que culmina a techo del tramo 1 con una discordancia angular, disponiéndose por encima los materiales lutíticos y conglomeráticos del tramo 2. A partir del seguimiento físico en campo y en foto aérea del nivel guía 12, el techo del tramo 1 de la columna Fuente de Valdeagua se correlaciona con el techo del tramo 3 de Villalba Alta, localizado 1,1 km al oeste (Fig. 2.9). Hacia el este, materiales equivalentes a los que integran este perfil se disponen, según las zonas, en contacto mecánico mediante una falla normal o en *onlap* sobre los materiales jurásicos de la Sierra del Pobo.

Perfil La Cañada (Vi-4)

Situación: Hoja 542 (Alfambra) M.T.N.1:50000 Base 30TXK 6731 44975 / Techo 30TXK 6730 44975

La base del perfil se sitúa 1,4 km al sureste de la localidad de Villalba Alta, en un pequeño barranco de dirección E-W que desemboca en la Fuente de la Cañada, 380 m al sureste de los Corrales de las Crucijadas (Fig. 2.9). El techo se ubica en un pequeño cerro (1189 m s.n.m.) situado 350 m al este de los Corrales de las Crucijadas.

Características litológicas

Se trata de un perfil de ~ 32,5 m de espesor predominantemente terrígeno pero compuesto por dos partes (Fig. 2.9 y Anexo 1). La inferior (tramo 1) son lutitas con intercalaciones de areniscas marrones y naranjas y carbonatos nodulosos rosáceos (e.g. nivel guía 11v). La superior (tramo 2), de escaso espesor, son areniscas con intercalaciones de conglomerados, ambos marrones. En esta parte superior, el nivel de areniscas de la base constituye el nivel guía 12 y el potente paquete de conglomerados el nivel guía local 12v.

Las **lutitas** son masivas o laminadas y se presentan en cuerpos tabulares de hasta 4,5 m de espesor con bioturbación y nódulos carbonatados. Las **areniscas** son de grano fino a grueso y, a veces, con cantos carbonatados redondeados de hasta 3 cm, y forman estratos tabulares o canaliformes de potencia decimétrica a métrica en los que se reconoce bioturbación vertical, costras carbonatadas y, ocasionalmente, nódulos carbonatados prismáticos. Los **conglomerados** son clastosoportados y de matriz arenosa de grano grueso, los cantos son calcáreos, subangulosos o subredondeados, y de hasta 9 cm de diámetro. Se disponen en niveles tabulares o laxamente canaliformes de potencia métrica con estratificación horizontal y costras carbonatadas a techo. Los **carbonatos nodulosos** (con nódulos esféricos) forman niveles tabulares de espesor decimétrico a métrico.

Relaciones geométricas y correlación

El perfil La Cañada se ha correlacionado con el perfil Fuente de Valdeagua, localizado 800 m al norte, () mediante el seguimiento en campo y en fotografía aérea de los niveles 11v y 12, de manera que la base del tramo 2 del primero se corresponde con el techo del tramo 1 del segundo y ambos tramos 1 podrían ser prácticamente equivalentes (Fig. 2.9). Depósitos laterales a los de la base del este perfil se presentan hacia el este en contacto mecánico con falla normal o en *onlap* con los materiales jurásicos de la Sierra del Pobo.

Perfil Bco. de las Cuevas Ahumadas (Vi-5)

Situación: Hoja 542 (Alfambra) M.T.N.1:50000 Base 30TXK 6732 44971 / Techo 30TXK 6730 44972

El perfil se localiza en el barranco de las Cuevas Ahumadas, 1,8 km al sureste de la localidad de Villalba Alta (Fig. 2.9). La base se ubica en la margen derecha del barranco, 670 m al sureste de la Fuente de la Cañada, y el techo 170 m al noroeste, inmediatamente junto al Camino de Aguilar de Alfambra.

Características litológicas

En este perfil de 32,5 m de espesor dominan los conglomerados grises que intercalan areniscas y lutitas naranjas y rosáceas (Fig. 2.9 y Anexo 1). En la base de la columna, sobre el Jurásico, se reconocen unas brechas blancas. Un paquete de conglomerados a techo del tramo 3 que muestra los cantos más grandes (hasta 45 cm) ha sido identificado como el nivel guía 12v.

Los **conglomerados**, clastosoportados o soportados por matriz lutítica o arenosa de grano medio, están formados por cantos calcáreos subangulosos o subredondeados de hasta 45 cm de diámetro. Se disponen en cuerpos tabulares o canaliformes de espesor decimétrico a métrico. En los canaliformes, que muestran cicatrices internas también canaliformes, es común la presencia de *scours* y estratificación cruzada en surco; lateralmente estos niveles pasan a adquirir geometría tabular e incluyen pasadas arenosas de poco espesor con pisoides rojos y bioturbación por raíces. Las **areniscas** son de grano fino a medio e incluyen, en ocasiones, cantos calcáreos angulosos o subredondeados de hasta 5 cm de diámetro. Aparecen en estratos tabulares o laxamente canaliformes de hasta 3 m de espesor y se reconoce bioturbación vertical. Las **lutitas** son masivas y se disponen en niveles tabulares de potencia decimétrica a métrica con bioturbación y nódulos de carbonato. Las **brechas** clastosoportadas, con matriz lutítica y cantos calcáreos angulosos a subangulosos de hasta 26 cm de diámetro, se disponen en estratos tabulares de potencia decimétrica, con abundantes costras carbonatadas y tienen, a techo, un nivel laminado con pisoides rojos.

Relaciones geométricas y correlación

El seguimiento físicamente en campo del nivel guía 12v ha permitido la correlación del techo del tramo 3 del perfil Bco. de las Cuevas Ahumadas con la base del tramo 2 de la columna La Cañada, situada 0,4 km al noroeste (Fig. 2.9). Los materiales que integran esta columna se disponen en *onlap* sobre materiales jurásicos y, hacia el este, la relación es a través de una falla normal.

Perfil Bco. Galindo (Vi-6)

Situación: Hoja 542 (Alfambra) M.T.N.1:50000 Base 30TXK 6731 44963 / Techo 30TXK 6735 44965

El perfil se localiza en el Barranco Galindo, 2,4 km al sureste de la localidad de Villalba Alta (Fig. 2.9). La base está en el fondo del barranco, 250 m al este de la Fuente del Agua Amarga, y el techo en la margen derecha, en un cerro de 1250 m s.n.m. situado 220 m al noreste de la base.

Características litológicas

El perfil de ~ 49 m de espesor está predominantemente integrado por conglomerados grises, si bien hacia la parte inferior (tramos 1 y 2) intercalan niveles de areniscas y lutitas naranjas (Fig. 2.9 y Anexo 1).

Los **conglomerados** son clastosoportados, con matriz lutítica o arenosa de grano grueso y los cantos, calcáreos y silíceos, son subangulosos o subredondeados y de hasta 74 cm en el tramo 5 (nivel guía 12v), siendo los de mayor tamaño carbonatados. Estos materiales forman cuerpos tabulares de espesor decimétrico a métrico que presentan estratificación horizontal o cuerpos canaliformes con cicatrices internas y *scours*. Ocasionalmente, a techo de los niveles hay costras carbonatadas. Las **lutitas** son masivas y se disponen en niveles tabulares de hasta 2,5 m de espesor con bioturbación y nódulos carbonatados. Las **areniscas** son de grano grueso a muy grueso y con cantos carbonatados subangulosos a subredondeados de hasta 10 cm de diámetro, aparecen en estratos tabulares de potencia decimétrica y muestran bioturbación.

Relaciones geométricas y correlación

En la mitad del tramo 3 se reconoce una discordancia angular de manera que los materiales que integran la serie inferior buzcan hacia el E y los materiales de la serie superior hacia el W. Los depósitos que componen este perfil se disponen hacia el este en contacto mecánico con falla normal con los materiales jurásicos la Sierra del Pobo. El seguimiento físicamente en campo y en fotografía aérea del nivel guía 12vha permitido correlacionar el tramo 5 del perfil Bco. Galindo con la parte alta del tramo 3 del perfil Bco. de las Cuevas Ahumadas, situado 800 m al norte.

2.2.9. Transversal de Los Alcamines (LA)

La transversal de Los Alcamines se corresponde con el borde septentrional de la cuenca, una zona donde ésta se estrecha considerablemente, quedando limitados sus depósitos entre los paleorelieves jurásicos del paraje de Las Suertes, al oeste, y la terminación septentrional del sistema de fallas de la Sierra del Pobo, al este. En esta zona, las reducidas áreas con afloramiento han impedido realizar una verdadera transversal. Sobre el Llano de Visiedo, inmediatamente al W, sobre los materiales jurásicos se reconoce una cobertera neógena poco potente y discontinua que se continúa con la parte superior de los materiales aflorantes. En torno al cauce del río Alfambra se han levantado cuatro perfiles estratigráficos (Fig. 2.10): Los Chorrillos I (LA-1), Los Chorrillos II (LA-2), Los Alcamines (LA-3) y Los Alcamines II (LA-4).

Estos perfiles están compuestos casi exclusivamente por materiales terrígenos (conglomerados, areniscas y lutitas) que intercalan escasos niveles de carbonatos (calizas y carbonatos nodulosos). Se produce una disminución general en el tamaño de grano de este a oeste, de modo que materiales predominantemente conglomeráticos hacia el borde pasan, hacia el oeste, a una serie predominantemente lutítica con que intercala conglomerados, areniscas, carbonatos nodulosos y algunas calizas.

Perfil Los Chorrillos I (LA-1)

Situación: Hoja 542 (Alfambra) M.T.N.1:50000 Base 30TXL 6732 45005 / Techo 30TXL 6729 45016

La base del perfil se localiza 2,5 km al noreste de la localidad de Villalba Alta, en un barranco de orientación N-S paralelo al barranco de los Alcamines, en la margen derecha del río Alfambra (Fig. 2.10). El techo se localiza en la linde oriental de los campos del paraje Los Planos (1214 m s.n.m.).

Características litológicas

En este perfil de 138 m de espesor, el más potente de la transversal, se reconoce (Fig. 2.10 y Anexo 1): una parte inferior (tramos 1 a 3) muy heterolítica, integrada por lutitas marrones, rojas, verdes, grises y naranjas con intercalaciones de calizas blanco-rosáceas, carbonatos nodulosos naranjas y blancos, conglomerados y brechas blancas y areniscas marrones; en la superior (tramos 4 a 7), mucho más potente, desaparecen prácticamente los niveles carbonatados y los conglomerados son grises y marrones. A techo se reconoce un nivel de tobas blancas poco potente. En esta potente serie se han reconocido los niveles guía 11la, 14, 15, 16 y 19.

Las **lutitas** son masivas o laminadas y constituyen paquetes tabulares de espesor decimétrico a métrico con bioturbación, nódulos y costras carbonatadas y pasadas arenosas ocreas. Los **conglomerados** son clastosoportados y con matriz arenosa de grano fino. En general, los cantos son poligénicos (carbonatados y silíceos), subangulosos a subredondeados, de hasta 45 cm de diámetro, aunque hacia la base del perfil son monogénicos (exclusivamente calcáreos). Estos materiales se presentan en cuerpos canaliformes de espesor decimétrico a métrico con cicatrices internas, estratificación cruzada en surco y costras carbonatadas ocasionales. Las **brechas** son clastosoportadas, tienen cantos calcáreos angulosos de hasta 15 cm y se disponen en un estrato tabular de 1,4 m de potencia. Las **areniscas** son de grano fino a grueso y con cantos calcáreos de diámetro inferior a 4 cm, conforman estratos tabulares o canaliformes de potencia decimétrica y, en los canaliformes, se reconoce laminación paralela, cruzada y, localmente, bioturbación y costras y nódulos carbonatados centimétricos. Los **carbonatados nodulosos** (esféricos o prismáticos) se disponen en niveles tabulares de 0,3, a 2,2 m de potencia. Las **calizas**, mudstone a wackestone, conforman estratos tabulares de potencia decimétrica a métrica con bioturbación (en ocasiones muy intensa y rellena por óxidos), microkarstificación y grietas de desecación. Los niveles fosilíferos presentan gasterópodos. Las **tobas** se presentan en un estrato irregular de 0,2 m de espesor con facies de fitohermos de tallos y fitoclastos.

Relaciones geométricas y correlación

Los materiales que componen este perfil se disponen hacia el oeste discordantes mediante un dispositivo de *onlap* sobre rocas jurásicas. La correlación hacia el sur del perfil Los Chorrillos I con el perfil Los Aliagares, de la transversal de Villalba Alta, se ha realizado mediante el seguimiento de los niveles fotogeológicos 14, 15, 16 y 19.

Perfil Los Chorrillos II (LA-2)

Situación: Hoja 542 (Alfambra) M.T.N.1:50000

Base 30TXL 6735 45015 / Techo 30TXL 6734 45016

La base de este perfil se localiza 2,7 km al noreste de la localidad de Villalba Alta, en un barranco de orientación N-S paralelo al barranco de Los Alcamines, en la margen derecha del río Alfambra; el techo está en un cerro de 1169 m s.n.m. situado a 350 m al oeste (Fig. 2.10).

Características litológicas

En este perfil de ~ 45,5 m de espesor se pueden establecer dos conjuntos litológicos marcadamente diferenciados (Fig. 2.10 y Anexo 1). El inferior (tramos 1 a 3) se compone de conglomerados grises con intercalaciones de brechas blancas, rojizas y blanco-amarillentas y, más raras, de calizas blancas. El superior (tramo 4) se compone de lutitas con algunas intercalaciones de areniscas naranjas. En este perfil se reconocieron los niveles guía 11La, 14 y 15.

Los **conglomerados** son clastosoportados y con matriz arenosa de grano medio y los cantos son carbonatados, subangulosos a subredondeados y de hasta 44 cm. Se presentan en niveles tabulares o laxamente canaliformes de potencia métrica con abundantes costras carbonatadas. Las **brechas** son clastosoportadas u ocasionalmente soportadas por matriz lutítica o arenosa de grano fino, con cantos calcáreos, subangulosos a angulosos y de hasta 20 cm de diámetro. Forman cuerpos tabulares de potencia decimétrica a métrica con costras carbonatadas e intensamente pedogenizados y, en ocasiones, están cementados llegando a formar niveles de caliches. Las **lutitas** son masivas y se disponen en paquetes tabulares de hasta 6,9 m de espesor. Las **areniscas** son de grano fino a grueso y, a veces, incluyen cantos calcáreos de hasta 4 cm de diámetro; conforman estratos tabulares de potencia decimétrica con bioturbación. Las **calizas**, mudstone, aparecen en niveles tabulares de espesor decimétrico con laminación, intensa bioturbación y extraclastos angulosos de caliza de hasta 32 cm.

Relaciones geométricas y correlación

En este perfil se han reconocido dos discordancias angulares, una a mitad del tramo 2 y otra entre los tramos 3 y 4 (Fig. 2.10). En relación con la inferior la serie infrayacente muestra un mayor buzamiento al W que la suprayacente. La segunda discordancia supone la superposición de materiales lutíticos con disposición subhorizontal sobre materiales conglomeráticos buzando hacia el W. El seguimiento de los niveles guía 11La, 14 y 15 ha permitido correlacionar estos niveles situados en los tramos 2, 3 y 4, respectivamente, del perfil Los Chorrillos II con sus equivalentes situados en los tramos 2 y 4 del perfil Los Chorrillos I, localizado 400 m al oeste, por lo que es probable que los tramos 2 a 4 de ambos perfiles sean equivalentes (Fig. 2.10). Hacia el norte los depósitos que integran este perfil se disponen en contacto mecánico con falla normal o en discordancia angular sobre materiales jurásicos.

Perfil Los Alcamines I (LA-3)

Situación: Hoja 542 (Alfambra) M.T.N.1:50000

Base 30TXL 6738 45010 / Techo 30TXL 6735 45010

Este perfil se localiza 2,9 km al noreste de la localidad de Villalba Alta, en la margen derecha del barranco de Los Alcamines, situado en la margen derecha del río Alfambra (Fig. 2.10). Su base se encuentra 770 m al noroeste de la Masía del Alcamín, y el techo inmediatamente al oeste de este punto, en la parte alta de un cerro de 1184 m s.n.m.

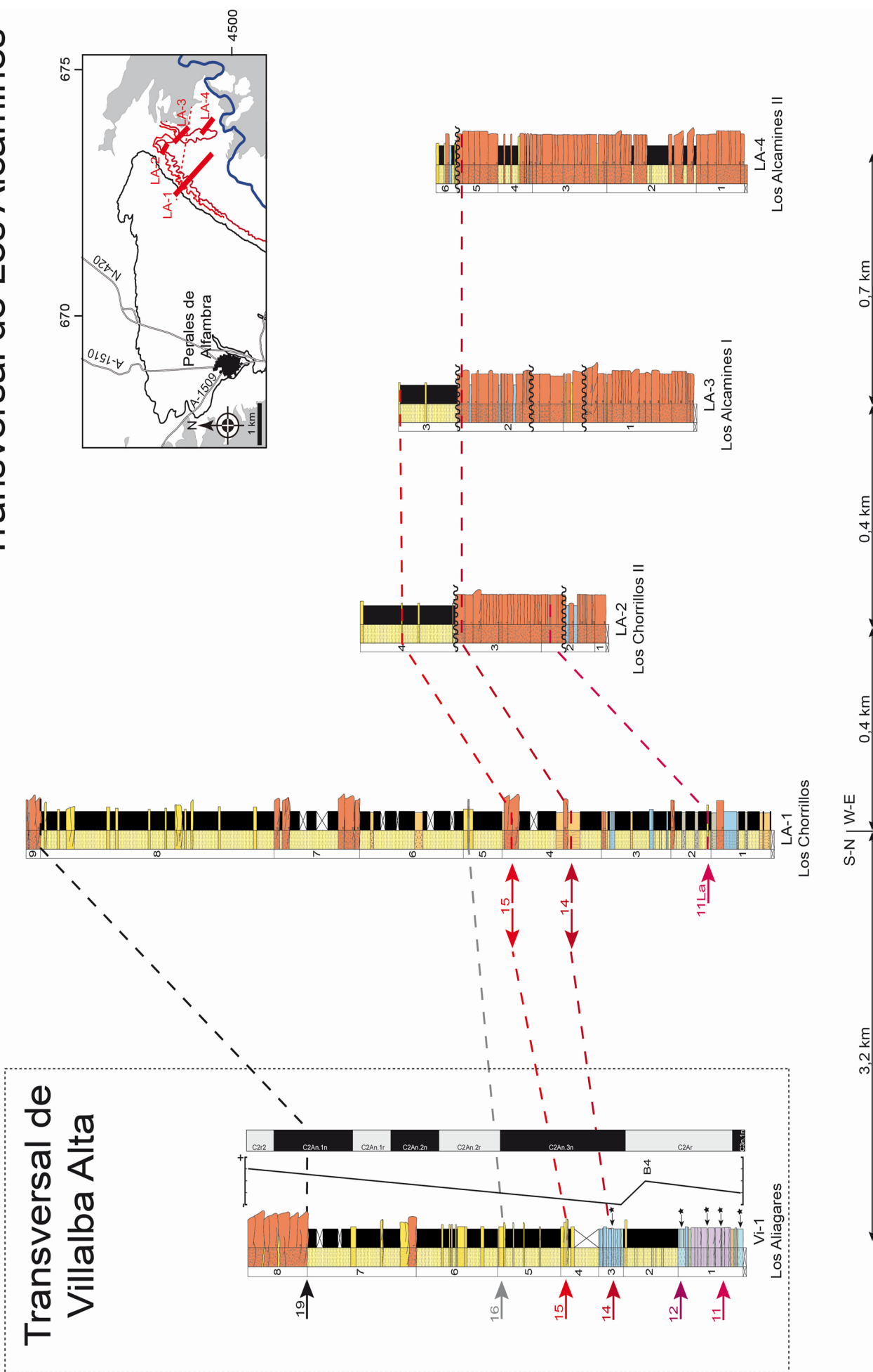
Características litológicas

Esta columna de 55 m ha sido dividida en dos conjuntos (Fig. 2.10 y Anexo 1). El inferior (tramos 1 y 2) está constituido por conglomerados grises con escasas intercalaciones de areniscas naranjas, hacia la base, y de brechas blancas y rojizas, a techo, donde también se reconocen microconglomerados rojizos y calizas blancas. El superior (tramo 3) es predominantemente lutítico e intercala, ocasionalmente, areniscas naranjas.

Los **conglomerados**, clastosoportados y con matriz arenosa de grano medio a grueso, son de cantos calcáreos y silíceos, subangulosos a subredondeados, de hasta 65 cm de diámetro. Se disponen en paquetes tabulares, ocasionalmente canaliformes, de hasta 2,5 m de potencia. Los canaliformes exhiben cicatrices internas también canaliformes, estratificación cruzada en surco y, ocasionalmente, costras carbonatadas. Las **brechas** son, en general, clastosoportadas y con matriz lutítica y los cantos son calcáreos, subangulosos a angulosos de hasta 8 cm de diámetro. Forman niveles tabulares de hasta 1,4 m de potencia y, ocasionalmente, se encuentran intensamente cementados (formando caliches), bioturbados y con costras carbonatadas laminadas. Las **lutitas** son masivas y se disponen en paquetes tabulares de espesor métrico. Los **microconglomerados**, soportados por matriz lutítica, son de cantos carbonatados

Fig. 2.10. Perfiles estudiados y correlación en transversal de Los Alcamines (LA). Ver leyenda en la figura 2.2.

Transversal de Los Alcamines



Transversal de Villalba Alta

angulosos de hasta 3 cm de diámetro. Se disponen en un cuerpo tabular de 2,5 m de espesor con pisoides rojos centimétricos. Las **calizas** son de textura mudstone e integran niveles de potencia decimétrica. Las **areniscas** son de grano fino y conforman estratos tabulares de potencia decimétrica.

Relaciones geométricas y correlación

En este perfil se han reconocido tres discordancias angulares (ver localización estratigráfica en la Fig. 2.10). En relación con la inferior, la serie infrayacente (gran parte del tramo 1) muestra una disposición subvertical y la suprayacente (techo del tramo 1 y base del 2) un alto buzamiento (aunque menor) al W. La segunda discordancia (intra tramo 2) supone una reducción del ángulo de buzamiento entre dos sucesiones inclinadas hacia el W. La discordancia superior (entre los tramos 2 y 3) supone la superposición de materiales subhorizontales lutíticos (tramo 3) sobre materiales conglomeráticos con buzamiento moderado al W (tramo 2). La correlación de esta columna con el perfil Los Chorrillos II situada 0,4 km al oeste se ha establecido mediante el seguimiento en fotografía aérea y en campo de los niveles guía 14 y 15. A partir de ello se puede establecer que el tramo 3 del primer perfil es equivalente a parte del tramo 4 del segundo perfil (Fig. 2.10). Los depósitos que integran este perfil se disponen en contacto mecánico (falla normal) o en discordancia angular, hacia el norte, sobre materiales jurásicos y, hacia el este, sobre paleógenos.

Perfil Los Alcamines II (LA-4)

Situación: Hoja 542 (Alfambra) M.T.N.1:50000 Base 30TXL 6738 45003 / Techo 30TXL 6736 45006

La base del perfil se localiza 2,5 km al noreste de Villalba Alta, 730 m al suroeste de la Masía del Alcamín que se encuentra en el barranco de Los Alcamines, en la margen derecha del río Alfambra; el techo está inmediatamente al oeste, en lo alto de un cerro de 1171 m s.n.m. (Fig. 2.10).

Características litológicas:

El perfil de ~ 57,5 m de espesor está compuesto por conglomerados grises, rojizos y blancos con intercalaciones de lutitas naranjas, brechas blancas y grises, areniscas marrones y calizas blancas (Fig. 2.10 y Anexo 1). Uno de los niveles de conglomerados (a techo del tramo 5) se corresponde con el nivel guía 14.

Los **conglomerados**, clastosoportados y con matriz arenosa de grano fino a medio, son de cantos calcáreos, redondeados a angulosos de hasta 34 cm de diámetro. Se disponen en paquetes tabulares de 0,2 a 1,5 m de espesor con estratificación horizontal y costras carbonatadas a techo, o en cuerpos canaliformes de hasta 1,7 m de potencia con cicatrices internas canaliformes y estratificación cruzada en surco. Las **lutitas** son masivas e integran paquetes tabulares de espesor decimétrico a métrico con algunos cantos angulosos calcáreos dispersos de hasta 3 cm de diámetro. Las **brechas** son clastosoportadas y con matriz lutítica; los cantos son calcáreos, angulosos a subangulosos y con un diámetro máximo de 7 cm. Se disponen en cuerpos tabulares de hasta 1,8 m de espesor que, en ocasiones, se encuentran intensamente cementados llegando a formar niveles de caliches. Las **areniscas** son de grano fino y conforman niveles tabulares de potencia decimétrica. Las **calizas**, mudstone, integran un estrato irregular de 0,4 m de espesor.

Relaciones geométricas y correlación

A techo del perfil se reconoce una discordancia angular entre los materiales groseros del tramo 5, que buzanan al W, y los finos y con disposición subhorizontal del tramo 6. La correlación de los perfiles Los Alcamines II y Los Alcamines I (situado 0,7 km al NW) se ha establecido mediante el seguimiento del nivel guía 14 en fotografía aérea y en campo, pudiendo correlacionarse el techo del tramo 5 del primer perfil y el techo del tramo 2 del segundo (Fig. 2.10). Los depósitos que integran este perfil se disponen discordantes sobre materiales jurásicos y paleógenos hacia el este y el sur; hacia el norte este contacto también puede ser por falla normal.

2.3. DATACIÓN DE LOS SEDIMENTOS

El sector norte de la Fosa de Teruel es una zona excepcional por el número y conservación de yacimientos paleontológicos neógenos, tanto de micro- como de macromamíferos, los cuales han permitido establecer un buen control temporal de los depósitos. Ahora bien, estos yacimientos están

generalmente muy dispersos, y a veces mal localizados en los trabajos que son descritos, o incluso no localizables, tanto en el espacio como en lo referente a la posición estratigráfica. A pesar de ello, la gran abundancia de yacimientos y, sobre todo, la sucesión de varios de ellos en algunas series estratigráficas, ha convertido a esta cuenca en una zona clave para el desarrollo y precisión de las zonas de mamíferos neógenos (zonas MN) de Mein (1974, 1975).

Por otro lado, y con la finalidad de precisar el anclaje de los límites de las zonas de mamíferos neógenos a la escala geocronológica, se han realizado también numerosos estudios magnetoestratigráficos en las sucesiones en la que se encuentran los yacimientos más significativos, que han permitido finalmente obtener una datación absoluta para dichas sucesiones (Krijgsman, 1996; Krijgsman *et al.*, 1996; Opdyke *et al.*, 1997; Garcés *et al.*, 1999; Kruiver *et al.*, 2003). Hay que tener en cuenta que el anclaje de las series magnetoestratigráficas a la Escala Temporal de Polaridad Geomagnética (GPTS) está basado en la edad proporcionada por los yacimientos paleontológicos, de manera que la fiabilidad y precisión de la primera estará condicionada por la fiabilidad que proporcionen los segundos.

A pesar de la existencia de un gran número de yacimientos, así como de datos magnetoestratigráficos, el marco cronoestratigráfico del relleno neógeno de la Cuenca de Teruel no es todavía bien conocido porque, hasta la realización de esta tesis doctoral, se carecía de un marco estratigráfico bien definido. Aunque a partir del estudio de aproximadamente 40 series estratigráficas locales (e.g. Weerd, 1976; Godoy *et al.*, 1983a,b; van Dam, 1997; Alonso-Zarza *et al.*, 2000, 2002), se conocían las principales características estratigráficas y sedimentológicas, poco o nada se había hecho para establecer su correlación y mucho menos para caracterizar la arquitectura estratigráfica de los depósitos. Además, cuando alguna propuesta de correlación se realizaba, estaba basada fundamentalmente en criterios de carácter litológico, olvidando la existencia de frecuentes y rápidos cambios laterales de facies que son propios de ambientes sedimentarios continentales y cuencas pequeñas como la de Teruel.

A nuestro entender, el establecimiento de un marco de edad coherente y robusto de los sedimentos debe pasar necesariamente por la caracterización detallada de la serie estratigráfica a lo largo de la cuenca (expuesta en el apartado anterior de esta memoria) y una detallada correlación, en la medida de lo posible por métodos directos (correlación física en campo o seguimiento de niveles fotogeológicos). El nuevo marco estratigráfico que aquí se propone va a permitir, además, integrar los datos paleontológicos y magnetoestratigráficos ya existentes y, finalmente, afianzar la correlación y datación de los materiales estudiados. Antes de plantear una integración de todos los datos (estratigráficos, bioestratigráficos y magnetoestratigráficos) y proponer un modelo cronoestratigráfico para el sector norte de la Cuenca de Teruel, vamos a realizar una revisión de los datos bioestratigráficos y cronoestratigráficos previos, cuyas conclusiones se exponen en las dos primeras secciones de este apartado. En esta revisión, también se incluyen algunos datos propios obtenidos durante el desarrollo de este trabajo.

2.3.1. Yacimientos paleontológicos: Datos bioestratigráficos

En el sector norte de la Cuenca de Teruel existe un gran volumen de trabajos que tratan sobre yacimientos, fundamentalmente de micro- y de macromamíferos (e.g. Adrover, 1962, 1975, 1986; Crusafont, 1965; Freudenthal, 1966, 1967; Brujin y Mein, 1968; Marks, 1971; Alberdi, 1974; Adrover *et al.*, 1976, 1986, 1988; Weerd, 1976; Mein *et al.*, 1983, 1990; Alcalá, 1992, 1994; Brujin *et al.*, 1992; Alcalá *et*

al., 1994, 2000, 2005; Azanza y Montoya, 1995; van Dam, 1997, 2006; Daams *et al.*, 1998; Azanza *et al.*, 2000; van Dam *et al.*, 2001, 2006; Pesquero, 2003; Domingo *et al.*, 2007, 2009; Hordijk *et al.*, 2015; y citas en ellos incluidas). Entre todos estos estudios se pueden catalogar más de 150 puntos fosilíferos repartidos desde las inmediaciones de Teruel (al sur) hasta Villalba Alta (al norte).

La gran cantidad de yacimientos y el abundante número de publicaciones existentes conlleva que en algunos casos exista un solapamiento de nomenclatura para distintos puntos fosilíferos y, en otros, distintas nomenclaturas para un mismo punto fosilífero. Ello es debido, en ocasiones, a una falta de precisión en las descripciones de sus ubicaciones, lo cual se traduce, a veces, en problemas para la identificación de los yacimientos. A modo de ejemplo, existía la posibilidad, en función de la interpretación realizada por van Dam (2006), de que el yacimiento Orrios (ORR) de Weerd (1976) podría corresponderse con el yacimiento Orrios 1 (OR 1) de Adrover (1986) y Mein *et al.* (1990). Tras la revisión de las ubicaciones, columnas estratigráficas y esquemas aportados por dichos autores, consideramos que no puede tratarse del mismo yacimiento, pues existen claras diferencias en su ubicación geográfica y posición estratigráfica. El yacimiento ORR se sitúa en la parte central de un potente paquete de calizas en las proximidades de la curva de las Casas del Río, mientras que OR 1 se ubica en unas margas a la base de ese farallón calcáreo y ligeramente al sur, en la carretera de Orrios. Otro ejemplo es el cambio de nomenclatura de los yacimientos de Escorihuela entre el trabajo original de Weerd (1976) (diferenciados con subíndices) y trabajos posteriores de otros autores (diferenciados por letras), el cual ha generado numerosos problemas de interpretación. En este caso, se ha optado por localizar su posición a partir de los perfiles originales de Weerd (1976) y emplear la nomenclatura de Mein *et al.* (1990), ya que posteriormente es la más seguida.

En relación con la edad de los yacimientos, existe generalmente un consenso entre las propuestas realizadas por diferentes autores, aunque también se han detectado algunas incongruencias y reinterpretaciones. El yacimiento Peralejos D, adscrito originalmente a la zona *Progonomys hispanicus* (MN10) por Weerd (1976), fue reinterpretado por van Dam (1997) y van Dam *et al.* (2001) y asignado a la zona *Parapodemus lugdunensis* (MN11), en relación con la zona local K. Posteriormente, van Dam *et al.* (2006) lo reasignan a una nueva zona local J4 (MN10) pero manteniendo la existencia de *Parapodemus lugdunensis*. Ante la discrepancia generada, mantenemos la interpretación original de Weerd (1976) porque la aparición de *Parapodemus lugdunensis* es indicativo de la zona MN11. Del mismo modo, los yacimientos Poblado Ibérico y Orrios 3, originalmente atribuidos a la zona *Mimomys stehlini* (MN16a) por Mein *et al.* (1983) y Adrover (1986) respectivamente, fueron asignados posteriormente a la zona *Dolomys* (MN15b) a partir de la presencia de *Mimomys occitanus* y *Stephanomys vandeweerdii*, especies que no pasan a la zona MN16 (Mein *et al.*, 1990). Lo mismo ocurre con los yacimientos Orrios 1, Peralejos F y Celadas 6 asignados a la zona *Trilophomis*, que originariamente pertenecía a la zona MN15a (Mein *et al.*, 1983; Adrover, 1986) y que luego fue considerada dentro de MN14 (Mein *et al.*, 1990). Los cambios sugeridos en estos últimos trabajos han sido mantenidos sucesivamente por otros autores por lo que también han sido asumidos en este trabajo.

De los más de 150 puntos fosilíferos reconocidos, 69 yacimientos han podido ser situados estratigráficamente en las columnas levantadas en esta tesis. Pese a contar con la ubicación de otros yacimientos en las series Masada del Valle, El Arquillo, La Gloria, Celadas, Puente Minero o Los Aguanaces, entre otras, éstos no se han utilizado ya que, al estar situados entre yacimientos pertenecientes a la misma zona MN, no suponían una mejora sustancial de la cronología. Asimismo, durante la realización de este trabajo se han localizado 7 nuevos afloramientos con restos de

macromamíferos, de los cuáles únicamente los yacimientos El Coscojar 1 y 2 (CO-1 y CO-2, respectivamente) y Villalba Alta Granja (VAG) han sido catalogados y constan con una aproximación de edad.

En la tabla 2.1 se recogen estos 72 yacimientos que han sido utilizados en la datación de los sedimentos y la construcción del modelo geocronológico para el sector norte de la cuenca de Teruel. En dicha tabla figura el nombre y acrónimo del yacimiento, la zona Mein a la que está asignado a partir de su fauna, y las referencias utilizadas como fuente de información. La posición estratigráfica de dichos yacimientos ya fue descrita e incluida en las figuras de correlación de las columnas realizadas para cada una de las transversales en el apartado 2.1 y se remite a ellas o al Anexo 1 para su localización.

Una exposición pormenorizada de la primera descripción de los yacimientos está fuera de lugar, y para ello se recomienda consultar, entre otros, los trabajos de Adrover (1986), Mein *et al.* (1990), Alcalá (1994) y van Dam (1997), donde se realizan extensas referencias a descubrimiento, publicaciones, sinonimias... En este apartado vamos a exponer la información bioestratigráfica extraída a partir de trabajos que, por aportar abundante información sobre la ubicación de los yacimientos, han permitido localizarlos con cierta precisión en nuestras series estratigráficas. Entre ellos destacan los trabajos de Weerd (1976), Mein *et al.* (1983, 1990), Adrover (1986), Alcalá (1994), Van Dam (1997) y, más recientemente, el Catálogo de Yacimientos Neógenos del Término Municipal de Teruel (Fundación Dinópolis, 2008).

Weerd (1976) estudia y recopila los yacimientos de roedores de la cuenca y aporta un importante apoyo gráfico, coordenadas geográficas y una primera aproximación bioestratigráfica que permite una muy buena localización de los yacimientos a lo largo de toda la fosa. En la zona meridional del área de estudio (Teruel-Alfambra) reúne una buena sucesión de yacimientos de edad Vallesiense-Turolense (MN10 a MN13). Del mismo modo, para las áreas más septentrionales (Orrios y Escorihuela), recopila yacimientos del Rusciniense-Villafranchense (MN15-MN16). En concreto, los yacimientos Masía del Barbo 2B y Peralejos C y D son asignados a la zona *Progonomys hispanicus* (MN10), más modernos que el yacimiento Can de Lobatares (Cuenca del Vallés-Penedés) y de fauna similar a Soblay (Ain, Francia) (Tabla 2.1). Por su parte, los yacimientos Alfambra y Tortajada A se incluyen en la zona *Parapodemus lugdunensis* (MN11, Turolense inferior) y tienen una asociación de fauna comparable a Crevillente 1, 2, 3 (Alicante) y Mollon (Ain, Francia). Los yacimientos Masada del Valle 2 a 5 y Los Mansuetos representarían la zona *Parapodemus gaudryi barbarae* (MN12, Turolense medio), equiparables con Crevillente 4-5. Finalmente, los yacimientos Masada del Valle 7 y Villalba Baja 1 corresponderían a la zona *Stephanomys ramblensis* (MN13, Turolense superior), el de Orrios a *Castillomys crusafonti gracilis* (MN14, Rusciniense inferior) y Escorihuela A sería zona de *Mimomys stehlini* (MN16, Villafranchense), teniendo faunas similares a los yacimientos Polgardi (Polgardi, Hungría), Gorafe 1 y Moreda (Cuenca de Guadix-Baza), respectivamente.

Mein *et al.* (1983, 1990) revisan las asociaciones faunísticas de los principales yacimientos del sector norte de la Cuenca de Teruel con un objetivo claramente bioestratigráfico. En función de eventos de aparición, desaparición y migración de especies de micromamíferos, asignan los yacimientos a las zonas de mamíferos MN10 a MN16 (Vallesiense-Villafranchense), fundamentalmente zonas MN12 a MN16. Prestan especial interés en la ordenación vertical de los yacimientos, que realizan a través de mapas, cortes geológicos y esquemas, muy útiles para ubicarlos. En concreto, estos autores asignan los yacimientos Los Aljezares, Las Pedrizas, Barranco de las Calaveras, Cerro de la Garita y Los Mansuetos a la zona MN12 (Turolense medio); los yacimientos Los Valles y Los Milagros a la zona MN13 (Turolense superior); los yacimientos Celadas 8, Loma de Casares 1, 2 y 3, Peralejos E y F, Celadas 5 y 6, Orrios 1 y

2. Estratigrafía

Sigla	Yacimiento	Referencia	Zona MN	Fósil guía
ROM 3	Masía La Roma 3	van Dam <i>et al.</i> (2001)	9	<i>Progonomy cf. hispanicus</i> <i>Cricetulodon</i>
ROM 4	Masía La Roma 4	van Dam <i>et al.</i> (2001)	10	<i>Progonomys hispanicus</i>
ROM 7	Masía La Roma 7	van Dam <i>et al.</i> (2001)		
MBB	Masada del Barbo 2b	Weerd (1976), Alcalá (1994), van Dam <i>et al.</i> (2001), Fundación Dinópolis (2008)		
PER A	Peralejos A	Weerd (1976)		
ROM 11	Masía La Roma 11	van Dam <i>et al.</i> (2001)		
AG 4	Los Aguanaces 4	Adrover (1986); Mein <i>et al.</i> (1983, 1990), Alcalá (1994), Fundación Dinópolis (2008)		
PER B	Peralejos B	Weerd (1976)		
MRU	Masada Rueba	van Dam <i>et al.</i> (2001), Fundación Dinópolis (2008)		
PER C	Peralejos C	Weerd (1976)		
MR 604	Masía La Roma km.604	Alcalá <i>et al.</i> (2005)		
PER D	Peralejos D	Weerd (1976)	11	<i>Parapodemus lugdunensis</i>
ALF	Alfambra	Weerd (1976), van Dam <i>et al.</i> (2001), Fundación Dinópolis (2008)		
AG 7	Aguanaces 7	van Dam <i>et al.</i> (2001), Fundación Dinópolis (2008)		
BUN 6	Búnker 6	van Dam <i>et al.</i> (2001), Fundación Dinópolis (2008)		
MRU 2	Masada Rueba 2	van Dam <i>et al.</i> (2001), Fundación Dinópolis (2008)		
TO A	Tortajada A	Weerd (1976), van Dam <i>et al.</i> (2001), Fundación Dinópolis (2008)	12	<i>Parapodemus gaudryi barbarae</i>
ALJ	Los Aljezares	Adrover (1986), Mein <i>et al.</i> (1983, 1990), Alcalá (1994), Fundación Dinópolis (2008)		
MRU 3	Masada Rueba 3	van Dam <i>et al.</i> (2001)		
TO B	Tortajada B	Weerd (1976), van Dam <i>et al.</i> (2001), Fundación Dinópolis (2008)		
LP	Las Pedrizas	Weerd (1976), Mein <i>et al.</i> (1983, 1990), Alcalá (1994), Fundación Dinópolis (2008)		
MRU 4	Masada Rueba 4	van Dam <i>et al.</i> (2001)		
BC	Barranco de las Calaveras	Weerd (1976), Mein <i>et al.</i> (1983, 1990), Alcalá (1994), Fundación Dinópolis (2008)		
VB 2	Villalba Baja 2	Weerd (1976), van Dam <i>et al.</i> (2001), Fundación Dinópolis (2008)		
KS 2	Las Casiones 2	van Dam <i>et al.</i> (2001), Fundación Dinópolis (2008)		
TOC-D	Tortajada C-D	van Dam <i>et al.</i> (2001), Fundación Dinópolis (2008)		
CG	Cerro de La Garita	Weerd (1976), Mein <i>et al.</i> (1983, 1990), Alcalá (1994), Fundación Dinópolis (2008)	13	<i>Stephanomys ramblensis</i> <i>Occitanomys adroveri</i>
C3P	Cueva de las 3 puertas	Fundación Dinópolis (2008)		
LM	Los Mansuetos	Weerd (1976), Mein <i>et al.</i> (1990), Alcalá (1994), Fundación Dinópolis (2008)		
MDV 7	Masada del Valle 7	Weerd (1976), van Dam <i>et al.</i> (2001)		
BUN	Búnker	Alcalá (1994), Fundación Dinópolis (2008)		
VB 1	Villalba Baja 1	Weerd (1976)		
MOD	Las Modorras	van Dam <i>et al.</i> (2001), van Dam (<i>com. pers.</i>)		
LV	Los Valles	Mein <i>et al.</i> (1983)		
KS	Las Casiones	Alcalá (1994), van Dam <i>et al.</i> (2001), Fundación Dinópolis (2008)		
KSS	Las Casiones Superior	van Dam <i>et al.</i> (2001), Fundación Dinópolis (2008)		
BUN 5	Búnker 5	van Dam <i>et al.</i> (2001)	13	<i>Stephanomys ramblensis</i> <i>Occitanomys adroveri</i>
CAP 3	El Capón 3	van Dam <i>et al.</i> (2001), van Dam (<i>com. pers.</i>)		
MIL	Los Milagros	Mein <i>et al.</i> (1990), Alcalá (1994), Fundación Dinópolis (2008)		

CE 8	Celadas 8	Mein <i>et al.</i> (1983)	14	<i>Celadensia</i>		
LC 3	Loma de Casares 3	Mein <i>et al.</i> (1990)				
PER E	Peralejos E	Alcalá (1994), Mein <i>et al.</i> (1990)				
LC 2	Lomas de Casares 2	Mein <i>et al.</i> (1990)				
CE 5	Celadas 5	Mein <i>et al.</i> (1983)				
PER F	Peralejos F	Mein <i>et al.</i> (1990)				
GLO 4	La Gloria 4	Alcalá (1994), van Dam <i>et al.</i> (2001), Fundación Dinópolis (2008)				
OR 1	Orrios 1	Mein <i>et al.</i> (1990)				
ORR	Orrios	Weerd (1976)				
CE 6	Celadas 6	Mein <i>et al.</i> (1983)				
LC 1	Lomas de Casares 1	Mein <i>et al.</i> (1990)				
VAR 1	Villalba Alta Río 1	Mein <i>et al.</i> (1990)			15	<i>Trilophomys</i>
VAL	Villalba Alta	Adrover (1986)				
VAR 2	Villalba Alta Río 2	Mein <i>et al.</i> (1990)				
VA 1	Villalba Alta 1	Mein <i>et al.</i> (1990)				
CO-1	El Coscojar 1	Alcalá (<i>com. pers.</i>), Este trabajo				
CO-2	El Coscojar 2	Alcalá (<i>com. pers.</i>), Este trabajo				
VAR 3	Villalba Alta Río 3	Mein <i>et al.</i> (1990)				
VAR 4	Villalba Alta Río 4	Mein <i>et al.</i> (1990)				
EB	Escorihuela B	Weerd (1976), Mein <i>et al.</i> (1983, 1990)				
PI	Poblado Ibérico	Mein <i>et al.</i> (1983, 1990), Fundación Dinópolis (2008)				
OR 3	Orrios 3	Adrover (1986)	16	<i>Mimomys archaiques</i>		
VAG	Villalba Alta Granja	Alcalá (<i>com. pers.</i>), Este trabajo				
EC	Escorihuela C	Weerd (1976), Mein <i>et al.</i> (1983, 1990)				
VA 5	Villalba Alta 5	Mein <i>et al.</i> (1990)				
OR 5	Orrios 5	Weerd (1976), Mein <i>et al.</i> (1983, 1990)				
EA	Escorihuela A	Weerd (1976), Mein <i>et al.</i> (1983, 1990)				
LG 0	La Guea 0	Mein <i>et al.</i> (1983, 1990), Fundación Dinópolis (2008)				
CcE 1	Concud Estación 1	Mein <i>et al.</i> (1983, 1990), Fundación Dinópolis (2008)				
LG 1	La Guea 1	Mein <i>et al.</i> (1983, 1990), Fundación Dinópolis (2008)				
OR 8	Orrios 8	Mein <i>et al.</i> (1983, 1990)				
CcE 2	Concud Estación 2	Mein <i>et al.</i> (1983, 1990), Fundación Dinópolis (2008)				
RTC	Rotonda Teruel Centro	Ezquerro <i>et al.</i> (2012)			17	<i>Mimomys stehlini</i> <i>Mimomys gracilis</i> <i>Mimomys hajnackensis</i>
				<i>Mimomys cf. polinicus</i> <i>Mimomys (Kislangia) ichus</i>		
				<i>Equus steno-</i> <i>nis</i>		

Tabla 2.1. Datos bioestratigráficos más relevantes en el sector norte de la Cuenca de Teruel. Ver explicación en el texto.

Villalba Alta Río 1 a la zona MN14 (Ruscieniense inferior); los yacimientos Villalba Alta Río 2, 3 y 4, Villalba Alta 1 y 5, Escorihuela B y C y Poblado Ibérico a la zona MN15 (Ruscieniense superior) y, finalmente, los yacimientos Orrios 5 y 8, Escorihuela A, La Guea 0, Concud Estación 1 y 2 a la zona MN16 (Villafraquiense) (Tabla 2.1).

Adrover (1986 y referencias allí incluidas) se centra en el estudio paleomastológico de dientes de roedores en varios yacimientos repartidos a lo largo de toda la cuenca. Aporta asociaciones faunísticas y edades basadas en zonas MN para yacimientos del Turolense y Rusciniense-Villafranquiense (MN11-MN12 y MN15-MN16, respectivamente). La ubicación cartográfica, coordenadas geográficas y fotografías aportadas en este trabajo fueron esenciales para el reconocimiento en campo de dichos yacimientos y su localización en las series estratigráficas. El yacimiento Aguanaces es asignado a la zona *Parapodemus lugdunensis* (MN11) y la fauna de Los Aljezares, perteneciente a la zona *Parapodemus barbarae* (MN12), lo hace “contemporáneo” al de Los Mansuetos. El yacimiento Villalba Alta es asignado a la zona de mamíferos MN15 (Tabla 2.1). De la misma forma se deduce que el yacimiento Orrios 3 (MN15) es “contemporáneo” con Escorihuela C, y que ambos presentan la misma asociación faunística que el yacimiento Moreda.

Alcalá (1994 y referencias allí incluidas) hace un estudio detallado de los restos de macromamíferos en los yacimientos de las secciones La Roma, Puente Minero y La Gloria, los cuales presentan edades comprendidas entre MN9 y MN14 (Vallesiense-Rusciniense). Acompaña el trabajo una buena síntesis bioestratigráfica, ubicando numerosos yacimientos de la Cuenca de Teruel y su posición en la zonación de Mein. Los yacimientos Barranco de Las Calaveras, Cerro de La Garita y Las Pedrizas son asignados, siguiendo la interpretación de Weerd (1976), a la zona *Parapodemus barbarae* (MN12), siendo “contemporáneos” de Los Aljezares, Los Mansuetos o Masada del Valle 2-5. Los yacimientos Búnker, Los Milagros y Las Casiones son localizados en la zona *Sthephanomys ramblensis* (MN13) basándose en Adrover *et al.* (1982) y Alcalá (1992). La localización del yacimiento MR-604 (Masía La Roma km. 604, Tabla 2.1) en las inmediaciones de Masía de la Roma (Alcalá *et al.*, 2005) ha sido clave para la datación de la parte baja de la serie estratigráfica en la zona de Alfambra. En este sitio destaca la presencia de *Semigenetta ripolli* y el úrsido *Indarctos atticus*, pero la edad se ha establecido en función de los abundantes restos de micromamíferos que sitúan el yacimiento en la zona *Progonomys hispanicus* (MN10).

Van Dam (1997) presenta una magnífica recopilación de yacimientos para el intervalo Vallesiense-Turolense (zonas MN9 a MN13), incluyendo la localización geográfica y las asociaciones faunísticas de micro y macromamíferos, y establece una subdivisión con zonas locales (subzonas H a M3). La investigación magnetoestratigráfica ya había comenzado en la zona y este autor presenta las primeras correlaciones y aproximaciones con edades absolutas, considerando tasas de sedimentación constantes. Posteriormente, van Dam (2004, 2006), van Dam *et al.* (2001, 2006) y van Dam y Reichart (2009) reinterpretan y proponen nuevas zonas locales que no tienen repercusión en la localización de los yacimientos pero sí en ciertas edades. En detalle, estos autores asignan (Tabla 2.1): el yacimiento Masía la Roma 3 a la zona MN9 (Vallesiense inferior); los yacimientos Masía la Roma 4, 7 y 11, Masada del Barbo 2b y Masada Rueva a la zona MN10 (Vallesiense superior); los yacimientos Alfambra, Aguanaces, Búnker 6, Masada Rueva 2 y Tortajada A a la zona MN11 (Turolense inf.); los yacimientos Masada Rueva 3 y 4, Tortajada B, C y D, Villalba Baja 2 y Las Casiones 2 a la zona MN12 (Turolense med.); los yacimientos Las Casiones, Las Casiones Superior, Búnker 5, Masada del Valle 7, Las Modorras y El Capón 3 a la zona MN13 (Turolense sup.); y el yacimiento La Gloria 4 a la zona MN14 (Rusciniense inf.).

El Catálogo de Yacimientos Neógenos del Término Municipal de Teruel (2008), llevado a cabo por la Fundación Conjunto Paleontológico de Teruel-Dinópolis, presenta una buena localización, con coordenadas geográficas y ortofotos, de los yacimientos situados en las inmediaciones de la ciudad de Teruel, acompañando cada ubicación con la zona MN correspondiente. En este catálogo se recogen

yacimientos con edades comprendidas desde el Vallesiense hasta el Villafranquiense (MN10-MN16), cuya asociación faunística se puede consultar en la abundante bibliografía. Todos ellos, a excepción del yacimiento Cueva de las 3 puertas (MN12), ya habían sido previamente asignados a las zonas MN de Mein con anterioridad por otros autores (Tabla 2.1).

Recientemente, Ezquerro *et al.* (2012) también presentan el nuevo yacimiento Rotonda Teruel Centro (RTC), de edad Villafranquiense (en concreto zona MN17), a partir de la fauna de macromamíferos y, sobre todo, por la aparición de restos de *Equus Stenonis*. Este yacimiento de la parte alta del Villafranquiense es el más moderno descrito hasta el momento en las fosas de Teruel y Jiloca.

Finalmente, en el desarrollo del presente trabajo se han recuperado piezas dentales de *Hipparion*, artiodáctilos, bóvidos y fragmentos de quelonios en dos nuevos yacimientos localizados en la zona de El Coscojar (yacimientos CO-1 y CO-2), al sur de la localidad de Escorihuela (Tabla 2.1). Dichos restos indican provisionalmente una edad MN15 (Alcalá, *com. pers.*). Estos puntos fosilíferos podrían corresponderse con los yacimientos de micromamíferos del Colmenar, con edad Rusciniense (zona MN15), descritos por Mein *et al.* (1983). Aunque no se han podido localizar con exactitud estos yacimientos, la proximidad del barranco del Colmenar (a escasos 200 m de nuestros yacimientos) y su similar fauna podrían sugerir que se trate de los mismos niveles fosilíferos. De la misma forma, el nuevo yacimiento Villalba Alta Granja (VAG), un nivel fosilífero de más de 200 m de extensión lateral, se ha localizado en la población de Villalba Alta. Un estudio provisional de las piezas dentales y huesos largos de macromamíferos recuperados también indica (Alcalá, *com. pers.*) una edad Rusciniense (zona MN15) que se encuentra en consonancia con los yacimientos de micromamíferos ubicados en las inmediaciones y descritos por Mein *et al.* (1990).

2.3.2. Datos magnetoestratigráficos

Datos magnetoestratigráficos previos

Los trabajos magnetoestratigráficos en el sector norte de la cuenca de Teruel no han sido tan numerosos como los paleontológicos, pero son la base para la datación absoluta de la serie estratigráfica (e.g. Krijgsman, 1996; Krijgsman *et al.*, 1996; Opdyke *et al.*, 1997; Garcés *et al.*, 1999; Kruiver *et al.*, 2003). En estos trabajos se realizan y estudian 10 perfiles magnetoestratigráficos repartidos desde las inmediaciones de Teruel hasta Villalba Alta y entre todos ellos se cubre prácticamente todo el intervalo temporal que abarcan los depósitos aflorantes en este sector de la cuenca (Fig. 2.11). Recientemente, y en relación con la presente tesis doctoral se ha realizado un nuevo perfil magnetoestratigráfico en la zona de Masada Cociero (Ezquerro *et al.*, 2016a) que ha permitido estudiar los sedimentos más recientes del entorno de Teruel y anclar a la escala de tiempo absoluta el nuevo yacimiento RTC. Este nuevo perfil magnetoestratigráfico será presentado en el siguiente apartado.

De los 10 perfiles magnetoestratigráficos que hay en este sector de la cuenca, la mitad de ellos (perfiles La Roma, La Gloria, El Búnker, Masada Rueda y Masada del Valle) se centran en la parte inferior de la serie estratigráfica (Vallesiense-Turoliense, zonas MN10 a MN13) y se localizan en la mitad meridional del sector norte de la cuenca de Teruel. La otra mitad (perfiles Orrios, Villalba Alta Río, Villalba Alta, Escorihuela y Conclud) se realizaron en materiales más recientes (zonas MN14-MN16) y, con la excepción del último perfil, se localizan en la parte septentrional de la cuenca.

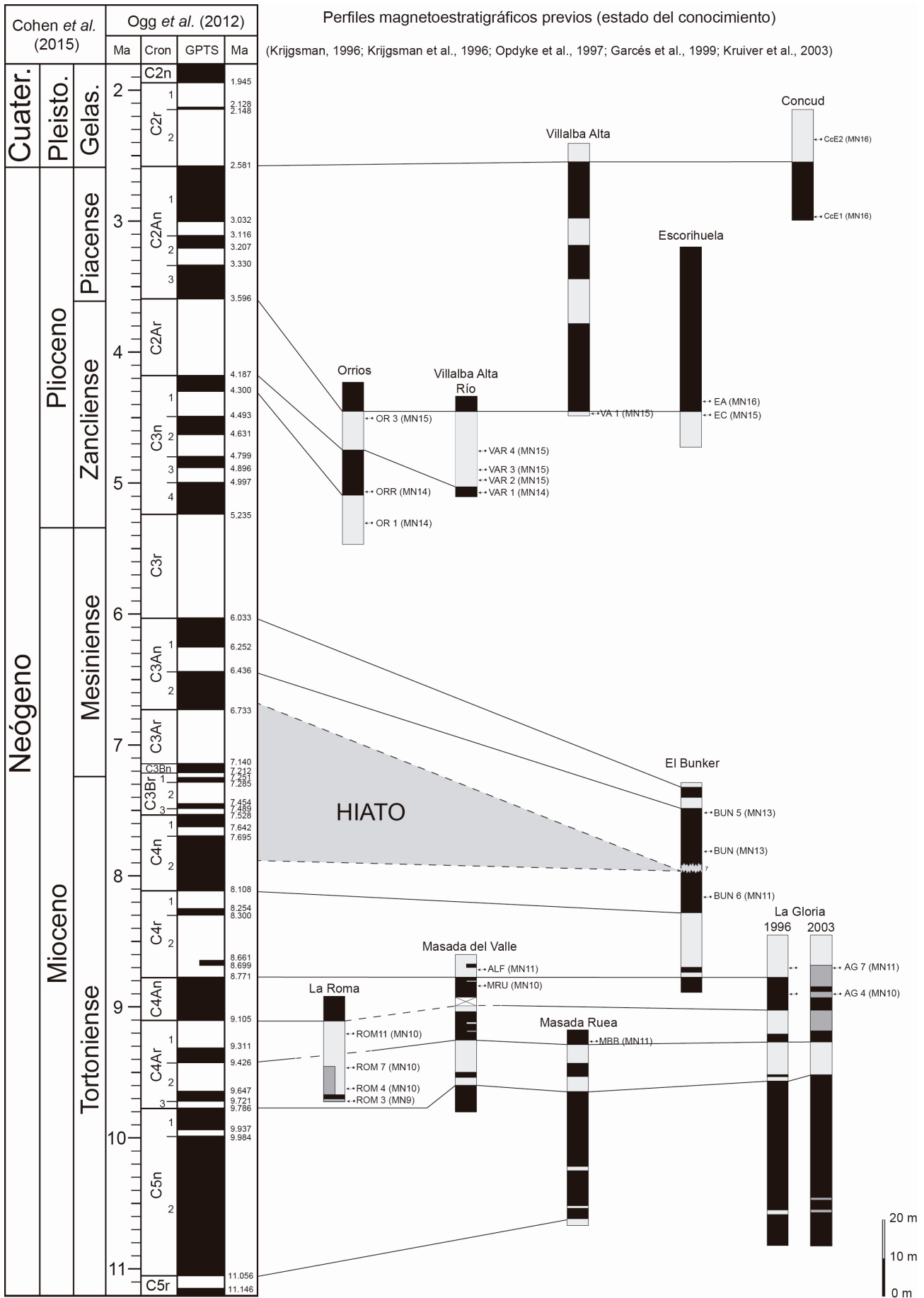


Fig. 2.11. Perfiles magnetoestratigráficos previos en el sector norte de la Cuenca de Teruel. Ver explicación en el texto.

La parte inferior de la serie fue estudiada inicialmente por Krijgsman (1996) a partir de tres secciones magnetoestratigráficas (La Roma, La Gloria y El Búnker) con el objetivo de definir y precisar los límites entre las zonas de mamíferos de Mein. Estas secciones se localizan, la primera, en el sector central de la zona de estudio (al norte de Peralejos) y, las dos últimas, en el sector sur (en el paraje de Los Mansuetos, al este de Teruel). La alta densidad de muestreo utilizada en la sección La Roma, aproximadamente un espécimen por metro, implica una resolución muy aceptable para la definición de crones. La Secuencia de Polaridad Local (LPS) de este perfil se correlaciona con los crones C4Ar y C4An (Fig. 2.11). El autor indica que la baja intensidad de las muestras implica una mala resolución de la parte media del perfil, que conlleva la falta de registro del cron C4Ar.1n (Fig. 2.11). Para el perfil La Gloria establece que el largo cron normal situado en la parte inferior corresponde con C5n y, por lo tanto, el cron normal situado en la parte alta se correspondería probablemente con C4An. Nuevamente indica la falta de registro del cron C4Ar.1n, que en este caso atribuye a la escasa densidad de muestreo. La poca definición o ausencia de los subcronos C4Ar.2n y C5n.1n es justificada por la superposición posterior de una componente opuesta a la señal original. En función de los yacimientos, Krijgsman (1996) ubica el límite MN10-MN11 en el límite entre los crones C4An y C4r (Figs. 2.11 y 2.15). Para el perfil El Búnker correlaciona el cron normal basal de su LPS con el cron C4An y considera que el segundo cron normal probablemente corresponde con C4n.2n. Para la parte superior del perfil sugiere problemas de interpretación debidos a un importante cambio en la tasa de sedimentación o existencia de un hiato, a una mala definición de las muestras y a la ausencia de fauna MN12 y la presencia de fauna MN13 en la sección, por lo que no interpreta ni correlaciona la posición exacta del mismo.

Estos mismos perfiles magnetoestratigráficos son reinterpretados por Krijgsman *et al.* (1996), quienes reducen la representatividad del perfil La Roma por la baja definición de la parte inferior del mismo. En relación a la parte alta del perfil El Búnker, estos autores mantienen la misma argumentación presentada por Krijgsman (1996) para explicar la incertidumbre que presenta y consideran que dicha parte debe ser eliminada de la escala local. Por otro lado, proponen que la zona MN11 debe extenderse hasta la parte baja del cron C4n.2n.

Posteriormente, Garcés *et al.* (1999) realizan dos perfiles magnetoestratigráficos nuevos (Masada Rúa y Masada del Valle) en la zona inmediatamente al norte de Teruel capital para datar los yacimientos existentes en la zona y establecer una correlación con los perfiles La Gloria y El Búnker de Krijgsman (1996) y Krijgsman *et al.* (1996). El muestreo presentó una densidad considerable (un espécimen cada 0,5 a 1 m), lo que en principio supone una buena resolución. Realizan una sección compuesta a partir de ambos perfiles, correlacionando entre ellos el límite entre un amplio cron normal y el subsiguiente inverso, e interpretando que dicho límite se corresponde con el cambio de cron C5n-C4Ar (Fig. 2.11). En la base del perfil Masada Rúa localizan un cambio de polaridad inverso-normal que correlacionan con el límite C5r-C5n, mientras que a techo del perfil Masada del Valle encuentran un tránsito normal-inverso que es correlacionado con el cambio de cron C4An-C4r. Siguiendo los trabajos de Krijgsman (1996) y Krijgsman *et al.* (1996), también ubican el límite MN10-MN11 en el techo del cron C4An (ver Fig. 2.15). El intervalo correspondiente al posible hiato descrito por estos últimos autores en su perfil El Búnker, no fue muestreado por Garcés y colaboradores pero, en su propuesta de datación, sugieren un límite oblicuo para el límite MN11-MN12 y un intervalo para el hiato que comprende los crones C4n.1r a C3Ar (Figs. 2.11 y 2.15). También proponen la posible existencia en el perfil Masada del Valle de un hiato por encima de su cron R5 que se correspondería con parte de C4r, basado en el poco espesor de serie existente entre los yacimientos Alfambra (ALF) y Masada del Valle 7 (MDV 7).

La sección La Gloria fue remuestreada y reinterpretada por Kruiver *et al.* (2003) indicando que el perfil no debería ser utilizado con fines biocronológicos debido a la inestabilidad de la señal magnética detectada para la NRM (Magnetización Natural Remanente) y ChRM (Magnetización Remanente Característica). Estos autores concluyen que procesos de hidromorfismo podrían haber controlado una remagnetización posterior. El intervalo remuestreado de 24 m, con una densidad de 0,1 m, comprende desde el techo del cron C5n.1n hasta la mitad del cron C4An (Fig. 2.11) e incluye, por tanto, el límite de zonas MN10-MN11, por lo que estos autores plantean poca fiabilidad en la edad establecida previamente para el mismo.

La parte superior del relleno sedimentario de la cuenca de Teruel fue estudiada principalmente por Opdyke *et al.* (1997) a partir de los perfiles magnetoestratigráficos Concud Estación, Orrios, Villalba Alta, Villalba Alta Río y Escorihuela (Fig. 2.11). A excepción del primero, que está localizado en el sector meridional de la zona de estudio (al oeste de Teruel), los otros cuatro perfiles se encuentran en el sector norte. La finalidad del trabajo era refinar los límites de las zonas Mein en el tránsito Mioceno-Plioceno y precisar la datación del tránsito Plioceno-Pleistoceno integrando los datos obtenidos en la cuenca de Teruel y Júcar. Para la definición de los crones emplearon exclusivamente muestras de clase I (parámetros de desmagnetización óptimos), lo que supuso, en muchos casos, una baja precisión en la definición estratigráfica de los crones porque implicó una baja resolución de los datos (normalmente un dato cada 2,5 m, pero incluso con intervalos de 6 m entre especímenes en el perfil Concud Estación). A partir de la correlación de sus LPS con la GPTS estos autores ubican el límite de las zona MN14-MN15 en los perfiles Orrios y Villalba Alta Río a techo del primer cron normal de ambos perfiles, lo que implica una correlación con el cron C3n.1n (subcron Cochiti) (Figs. 2.11 y 2.12). Por otro lado, en el perfil Escorihuela establecen el límite C2Ar-C2An (Gilbert-Gauss) en el único cambio de polaridad reconocido. El límite entre las zonas MN15 y MN16 se encuentra ubicado cerca del cambio de cron dentro del intervalo inverso, pero los autores prefieren forzarlo y hacerlo coincidir con el límite de crones (ver Fig. 2.15). Con la correlación propuesta, el límite C2Ar-C2An se reconocería también a techo de los perfiles Orrios, Villalba Alta Río y en la base del perfil Villalba Alta (Fig. 2.11). A techo del perfil Villalba Alta, en el último cambio de polaridad, se localizaría el límite C2An-C2r (Gauss-Matuyama) que se corresponde con el único cambio de polaridad observado en el perfil Concud. A pesar de las muchas posibilidades que los propios autores sugieren sobre la correlación del perfil Concud con la GPTS, basan esta interpretación en la fauna MN16 localizada en las inmediaciones y en la ubicación del límite entre las zonas MN16 y MN17 en otras cuencas dentro del cron C2r pero más próximo a C2n (subcron Olduvai).

El nuevo perfil magnetoestratigráfico Masada Cociero

Durante la realización del presente trabajo se ha construido un nuevo perfil magnetoestratigráfico en la serie de Masada Cociero que incluye datos de superficie y de un sondeo (Ezquerro *et al.*, 2016a). Este nuevo perfil ha permitido la datación del yacimiento Rotonda Teruel Centro (RTC, Fig. 2.12a) y se ha correlacionado con el perfil Concud Estación de Opdyke *et al.* (1997). Se ha empleado un espaciado de muestreo de 0,5 m, desmagnetizando uno o dos especímenes por muestra, con un total de 265 desmagnetizaciones. El análisis magnetoestratigráfico completo de este perfil se encuentra en el Anexo 2 y aquí sólo vamos a mostrar los resultados más relevantes.

La magnetización natural remanente (NRM) muestra una señal con mucho ruido, controlada principalmente por la gran variedad litológica. Presenta valores entre < 100 y $30.000 \cdot 10^{-6}$ A/m, aunque aproximadamente el 76% de la distribución de intensidad está por encima de 1 mA/m (Fig. 2.12b). El

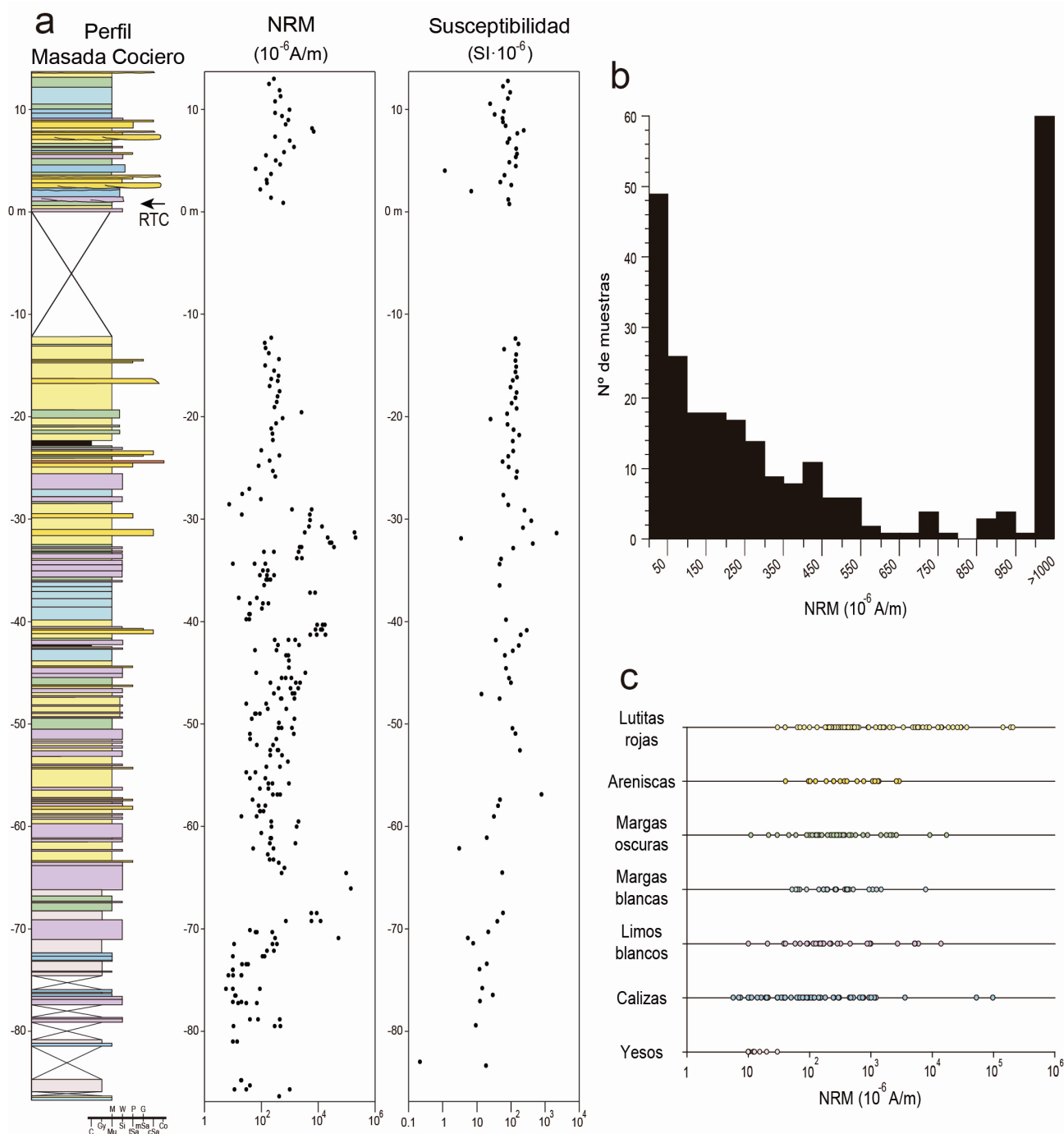


Fig. 2.12. (a) La sección Masada Cociero y los valores de la magnetización remanente natural (NRM) y susceptibilidad magnética total. (b) Histograma del número de muestras para distintos valores de NRM para el conjunto de las muestras. (c) Distribución de los valores de NRM para cada litología distinguida.

análisis de la magnetización remanente Isoterma (IRM) de tres componentes sugiere que la remanencia es portada principalmente por magnetita, aunque sulfuros de hierro y hematites también contribuyen en algún caso (Fig. 2.13). Una componente secundaria viscosa (VRM) se desbloquea entre 20 y 200°C pudiendo ser seguida en algunas muestras hasta los 300-350°C, contribuyendo también a aumentar el ruido. Aparte de la VRM, en el 43% de las muestras se ha registrado una componente intermedia que desbloquea hasta los 550°C y en el 57% de muestras restante se sigue hasta los 660-680°C. Para calcular la magnetización remanente característica (ChRM) las muestras han sido clasificadas en tres categorías en función de su calidad: clase I (~30% de especímenes), con direcciones y tendencias hasta el origen, clase II (~40% de especímenes), con malas direcciones pero polaridades consistentes, y clase III, sin ninguna correlación

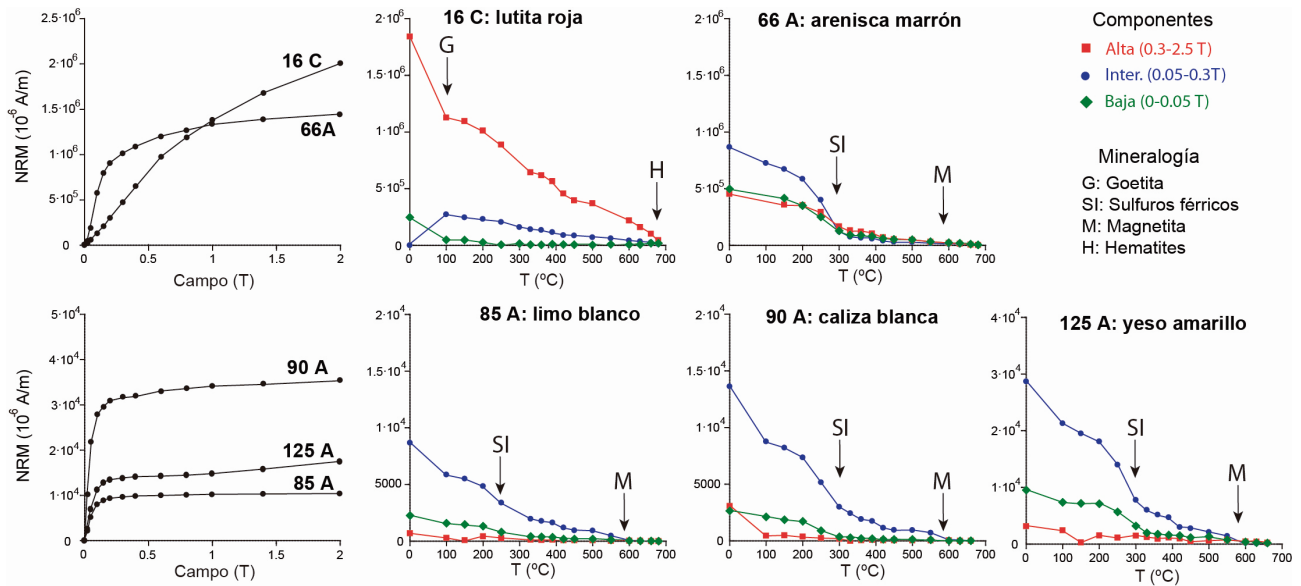


Fig. 2.13. Curvas de adquisición de la adquisición y desmagnetización térmica de IRM de tres componentes de las litologías muestradas más representativas. G, SI, M and H indican el decaimiento de la remanencia con Goetita, Sulfuros férricos, Magnetita y Hematites, respectivamente.

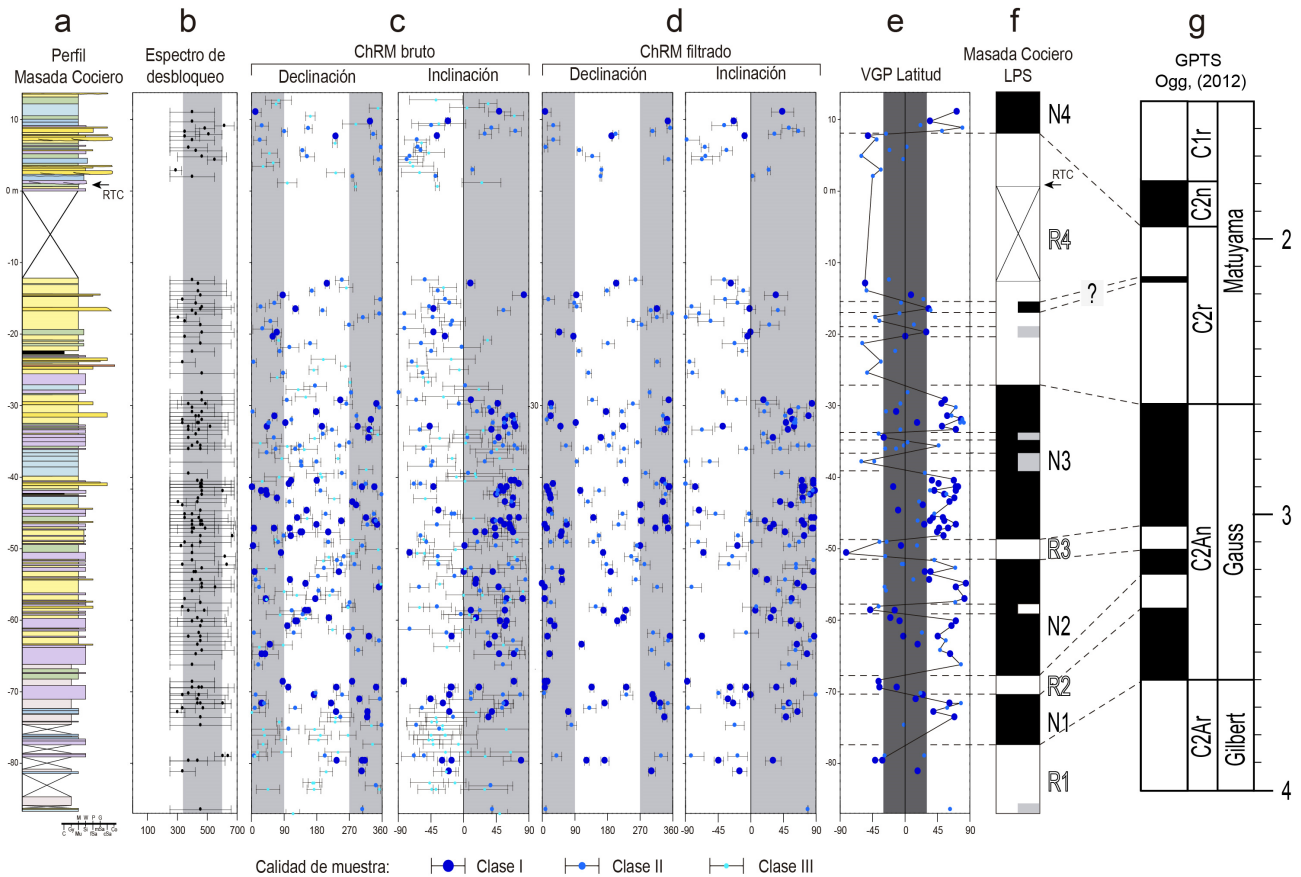


Fig. 2.14. Datos magnetoestratigráficos del perfil compuesto Masada Cociero. **(a)** Perfil litológico. **(b)** Espectro de desbloqueo. **(c)** Declinación e inclinación de ChRM del total de muestras. **(d)** Declinación e inclinación de ChRM del total de muestras tras un proceso de filtrado. **(e)** Latitud del VGP. **(f)** Secuencia local de polaridad (LPS) para el perfil Masada Cociero. **(g)** Correlación con la GPTS. Las barras de error representan el ángulo de confianza α_{95} . El tamaño de los puntos representa la calidad del dato.

aceptable. Sólo las dos primeras clases se han considerado desmagnetizaciones satisfactorias (180 especímenes, ~68% de los especímenes) y han sido empleadas para la construcción de una secuencia de polaridad local (LPS) fiable (Fig. 2.14).

La LPS del perfil Masada Cociero registra 8 magnetozonas que han podido ser correlacionadas con la GPTS de Ogg (2012), de manera que el límite de cron C2r-C2n se ha reconocido a techo del perfil, y el límite C2Ar-C2An (Gilbert-Gauss), hacia la base del perfil (Fig. 2.14f,g). Dentro del potente cron normal que domina la parte central del perfil se han reconocido dos crones inversos sustentados por varias muestras de clase I y II que indican su correspondencia con C2An.1r y C2An.2r, subcronos Kaena y Mammuth respectivamente (Fig. 2.15g). Este nuevo perfil magnetoestratigráfico ha permitido la datación del yacimiento RTC (zona MN17) en el cron C2r.1n, por encima del subcron Reunión I y muy próximo al límite con el cron C2n (Olduvai). La datación corrobora que se trata de los depósitos endorreicos más recientes conocidos en la zona meridional del sector norte de la cuenca de Teruel.

2.3.3. Revisión de los límites de zonas MN a partir de los datos magnetoestratigráficos

La adscripción temporal de las distintas zonas continentales de mamíferos (zonas MN) ha ido variando y, en general, precisándose en el tiempo a la vez que se iban desarrollando los estudios magnetoestratigráficos en la cuenca de Teruel y en otras cuencas neógenas de España y de otras partes del mundo. Aunque los límites cronológicos se han ido precisando con el tiempo, en muchas ocasiones los cambios propuestos se basan en aproximaciones con otras cuencas o no tienen una clara explicación, siendo posteriormente arrastrados en los sucesivos trabajos y contribuyendo más a un aumento de la incertidumbre que del conocimiento.

Además, la mayor parte de los perfiles magnetoestratigráficos se encuentran anclados a distintas escalas de tiempo globales o GPTS, como las de Candle y Kent (1995), Lourens *et al.* (2004), Gradstein *et al.* (2004) o Gee y Kent (2007). Por ello, en este proceso de revisión y para facilitar su comparación ha sido necesario recalibrar dichos perfiles de manera independiente para ajustarlos a la más reciente GPTS de Ogg (2012), la cual está refinada con métodos radiométricos y considerando parámetros orbitales. En consecuencia, la edad absoluta de la base y techo de los crones ha sido modificada, así como la de los límites de las zonas Mein que se han calibrado también en aquellos casos, la mayoría, en los que se hubieran establecido en función de las edades aportadas por la magnetoestratigrafía (Fig. 2.15). Si los límites provenían de una datación absoluta se ha considerado el valor numérico con su margen de error para encajarlo en la escala temporal.

La revisión y síntesis de las edades de los límites entre zonas recogida en la Figura 2.15, y que a continuación se detalla, muestra asimismo la evolución en el tiempo de la adscripción temporal de las zonas MN, de manera que, de izquierda a derecha en la figura, se pueden observar las modificaciones propuestas por los diferentes autores desde los primeros perfiles magnetoestratigráficos, con anclajes de las zonas MN hasta los últimos trabajos, donde se trata incluso de establecer modelos de edad con objeto de datar de forma absoluta los yacimientos.

El punto de partida han sido los trabajos de Krijgsman (1996), Krijgsman *et al.* (1996) y Opdyke *et al.* (1997), ya mencionados en el apartado anterior. En los dos primeros trabajos se datan muy bien las

2. Estratigrafía

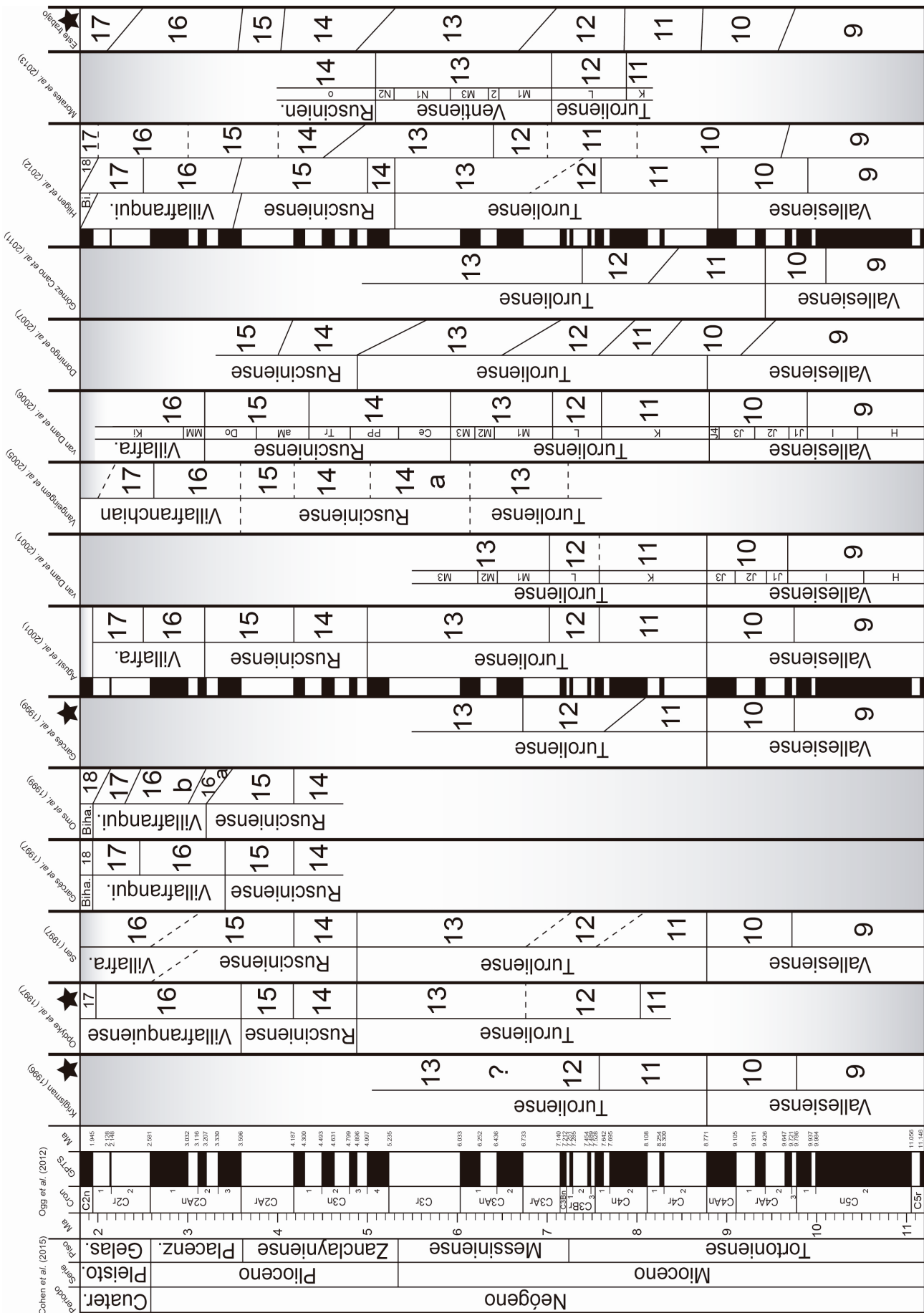


Fig. 2.15. Revisión de los límites de las zonas de mamíferos neógenos (MN) basados en datos magnetoestratigráficos de la Cuenca de Teruel, en otras partes de Iberia y Europa. La estrella indica los trabajos realizados en el sector norte de la Cuenca de Teruel.

zonas MN9 a MN13 (Vallesiense-Turoliense), con perfiles todos ellos realizados íntegramente en la Cuenca de Teruel, mientras que el tercero emplea datos de la zona de Cabriel y Júcar para ese intervalo y se utilizan los obtenidos en las fosas de Teruel y Jiloca para proponer la edad de las zonas más modernas MN14 a MN17 (Rusciniense-Villafranquiense) (Fig. 2.15). Teniendo en cuenta la fauna de los yacimientos Balneario (MN11) y Fuente Podrida (MN12) en la Cuenca de Cabriel, Opdyke *et al.* (1997) proponen desplazar el límite MN11-MN12 del cron C4n.1n a la base de C4n.2n, de manera que pasaría a ser algo más antiguo que el establecido en la Cuenca de Teruel. Para el límite MN12-MN13 no había buena definición en ninguna cuenca y, en función de un yacimiento, no descrito, con fauna de la zona MN13 cerca de la base de C3An.2n, ubican arbitrariamente el límite MN12-MN13 a la base de dicho cron. El límite MN13-MN14 viene definido por el yacimiento Fuente del Viso (Cuenca de Cabriel) localizado entre los cronos C3n.3n y C3n.4n, por lo que Opdyke *et al.* (1997) fuerzan el límite entre MN13 y MN14 a la base del primer cron.

Sen (1997) hace constar las diacronías existentes entre las regiones del suroeste y este de Europa en la calibración de los límites de zonas MN para algunos micromamíferos (*e.g. Progonomys*), pero no tan marcadas cuando se emplean macromamíferos (*e.g. Hipparion*) (Fig. 2.15). Establece el límite MN9-MN10 en la cuenca del Vallés-Penedés, con los datos de Can Llobateres, entre los cronos C4Ar.3r y C4Ar.2n, rejuveneciendo ligeramente el límite establecido en la cuenca del Duero con el perfil Torremojón (Krijgsman *et al.*, 1996). Asimismo, confirma la edad para el límite MN10-MN11 del perfil La Gloria en el techo de C4An a partir de una datación de cenizas volcánoclasticas en Irán. Para los límites MN11-MN12 y MN12-MN13 deja abierto el umbral de incertidumbre, haciendo constar que pueden oscilar entre los límites establecidos en la cuenca de Cabriel y los deducidos en Turquía y Grecia, donde además se tienen datos radiométricos. Así, el primer límite podría ser más joven que el propuesto por Opdyke *et al.* (1997), situándose bajo el límite C3Bn-C3Br.1r con una edad aproximada de 7,5 Ma, mientras que el segundo sería más antiguo y se correspondería con el tránsito C3Br.2r-C3Br.1n. El límite MN15-MN16 se basa exclusivamente en fauna de Rumanía indicando la incertidumbre que existe en su definición situándolo entre el cron C2An.2n y el límite C2An-C2r (Gauss-Matuyama).

Garcés *et al.* (1997) reconocen lo bien definido que está el límite MN15-MN16 en la Fosa de Teruel pero modifican su posición respecto a Opdyke *et al.* (1997) basándose en el perfil La Galera (Cuenca de Guadix-Baza). Aunque reconocen que las litologías muestreadas son poco apropiadas para la definición de polaridades, carecen de fauna MN16 y cuentan con la existencia de un posible hiato, correlacionan el magnetocron normal de dicha serie con fauna de la zona MN15 con el cron C2An.3n, rejuveneciendo la edad respecto a la establecida en la Fosa de Teruel (Fig. 2.15). Por otro lado, para la ubicación temporal del límite MN16-MN17 consideran el evento *Equus* establecido en Francia (dato radiométrico), India e Italia, ubicando el límite cerca de la base del cron C2r. El límite MN17-MN18 (Villafranquiense-Bihariense) lo constriñen a la base de C2n (cron Olduvai) a partir de la localización, por encima del subcron Reunión I, del último yacimiento en la serie de La Galera y la existencia de fauna MN18 en el cron C1r en Cortes de Baza.

Oms *et al.* (1999) tras realizar la sección de Zújar (Cuenca de Guadix-Baza) la comparan con los resultados obtenidos por Opdyke *et al.* (1997) en la Cuenca de Teruel, asumiendo una cierta diacronía de los límites entre biozonas (Fig. 2.15). La posición del límite MN14-MN15 es bastante consistente entre ambos trabajos pero los límites MN15-MN16 y MN16-MN17 sufren ligeras modificaciones en el mismo sentido que las propuestas por Garcés *et al.* (1997) pero sin coincidir con ellas en su totalidad. El límite MN15-MN16 lo sitúan entre los cronos C2An.3n y C2An.2n, sugiriendo que la interpretación del perfil

Escorihuela de Opdyke *et al.* (1997) debería revisarse y situarse en el límite C2An.2r-C2An.2n para minimizar la diacronía. Lo curioso es que reinterpretan la edad de los yacimientos G-G y G-2 (MN17) de La Galera, asignándolos a la zona MN16 sin ninguna justificación, así aumenta la semejanza con el perfil del Zújar en detrimento del de Escorihuela que presentaba una mayor semejanza. El límite MN16-MN17 es envejecido respecto al perfil Valdeganga (Opdyke *et al.*, 1997) y rejuvenecido respecto a La Galera (Garcés *et al.*, 1997), quedando situado dentro del cron C2r.2r.

Agustí *et al.* (2001) presentan una revisión de los límites de las zonas Mein correlacionadas mediante magnetoestratigrafía para todas las cuencas de la Península Ibérica (Fig. 2.15). En este trabajo se mantiene la edad de los límites MN9-MN10 y MN10-MN11, basándose para este último en el perfil La Gloria (Krijgsman *et al.*, 1996). Además, tomando como referencia la fauna MN11 del perfil El Búnker y reinterpretando la correlación de Opdyke *et al.* (1997), proponen una modificación para el límite MN11-MN12 establecido en la sección Cabriel entre C4n y C4r. Los límites MN12-MN13 y MN13-MN14 también son reajustados con respecto a los de Teruel considerando los perfiles Cabriel (Opdyke *et al.*, 1997) y Fortuna (Garcés *et al.*, 1998). Para el límite MN15-MN16 siguen los criterios de Garcés *et al.* (1997) y lo mantienen en C2An.3n, aceptando de esta manera la reinterpretación del perfil Escorihuela propuesta por Oms *et al.* (1999). Tomando los yacimientos más modernos (MN16) de Villalba Alta (Opdyke *et al.*, 1997) y los más antiguos de Galera (Garcés *et al.*, 1997) y Zújar (Oms *et al.*, 1999), Agustí *et al.* (2001) establecen el límite MN16-MN17 hacia la base del cron C2r. Esto supone una pequeña incongruencia ya que en Villalba Alta no hay descrito ningún yacimiento de esta zona de mamíferos, y quizás se refiriera al perfil Valdeganga (Cuenca del Júcar) del mismo trabajo donde si existe fauna MN17.

Al mismo tiempo, van Dam *et al.* (2001) reinterpretan la correlación entre los perfiles Masada Rueda, Masada del Valle, La Gloria, El Búnker y La Roma, modificando la propuesta previa de van Dam (1997) y Garcés *et al.* (1999). Como resultado (Fig. 2.15), mantienen la interpretación del límite MN9-MN10 en el techo del cron C5n considerando que se encuentra representado en la base del perfil La Roma. Esto último no se justifica ya que el cambio de polaridad es de normal a inverso y en La Roma es la contraria; puede tratarse de un error ya que han eliminado el subcron C4Ar.2n en la figura de la LPS que era con el que van Dam (1997) había establecido la correlación entre los perfiles. La correlación entre los cronos normales (N3) de Masada Rueda y Masada del Valle respecto al techo de los perfiles La Roma y La Gloria también es modificada, de manera que en estos dos últimos perfiles la base de dichos cronos pasa de ser equivalente al cron C4An a corresponderse con la base del cron C4Ar.1n. La correlación de techo del cron N4 de Masada del Valle también es modificada, pasando de considerarse el criptocron C4r.2n a ser el techo de C4An, y desapareciendo una excursión normal en el cron R5 de techo del perfil. Argumentan que la correlación de la sección media del perfil La Gloria se ha reinterpretado al considerar como normal una muestra que anteriormente se había dado como inversa. Lo cierto es que, respecto a los trabajos de Krijgsman (1996) y Krijgsman *et al.* (1996), en el trabajo de van Dam (1997) se ha incluido un subcron inverso hacia techo del último cron normal que está sustentado por una única muestra (ver Garcés *et al.*, 1999 y van Dam *et al.*, 2001). Lo que realmente parece reinterpretado ha sido una muestra de techo del perfil Masada del Valle. En este caso, el cambio de interpretación más notable está en el cambio de C4An por el cron C4Ar.1n que, a nuestro parecer, no está justificado de ninguna forma. van Dam *et al.* (2001) sitúan el límite MN11-MN12 hacia la mitad del cron C4n.1n, indicando que no se puede precisar más la edad ya que entre los perfiles la tasa de sedimentación no es constante, pero en el perfil El Búnker hay fauna MN11 que podría emplearse para refinar esa aproximación. Respecto a este último perfil, reinterpretan la duración del hiato como un intervalo que comprende desde la base de C4n.1r hasta el

techo de C3Ar. Utilizan la interpretación de la duración de este hiato para argumentar que, considerando una tasa de sedimentación constante, el último cron normal del techo del perfil se corresponde con C3An.1n, considerando además una muestra inversa a techo de la serie que el autor original eliminó por su poca definición. Del mismo modo, al existir el hiato en el perfil El Búnker, ubican la edad del límite MN12-MN13 en función de la magnetoestratigrafía de la zona de Cabriel. Hay que tener en cuenta que el trabajo de van Dam *et al.* (2001) es uno de los primeros que aporta edades absolutas para los yacimientos considerando tasas de sedimentación constantes e interpolando la posición de los mismos respecto a la GPTS.

Vageingein *et al.* (2005) propone una correlación de las zonas Mein entre el área occidental y oriental de Europa y en ella se reflejan los primeros problemas de diacronismo, lo que le obliga a ampliar la duración de la zona MN14.

Más tarde, van Dam *et al.* (2006) proponen nuevas zonas locales y un nuevo modelo en el que se han incorporado modificaciones a los perfiles magnetoestratigráficos de la cuenca de Teruel. La gran cantidad de reinterpretaciones propuestas y la poca justificación que presentan hacen que este trabajo sea de dudosa utilidad para el establecimiento del modelo cronoestratigráfico.

Domingo *et al.* (2007) proponen un modelo biocronológico reinterpretando los límites de zonas MN basado en el ordenamiento de eventos de aparición y desaparición de especies de macromamíferos, especialmente *Hipparion* (Fig. 2.15). Para sustentar su modelo, emplean también datos de micromamíferos y 14 perfiles magnetoestratigráficos de toda la Península Ibérica, incluyendo alguna de las interpretaciones ya comentadas. Los límites de zona MN que proponen presentan una cierta diacronía entre la edad más antigua posible y la más moderna con el objetivo de que el rango de edad sea más coherente con la realidad. El yacimiento Masía del Barbo 2A (Cuenca de Teruel) aparece desubicado respecto a su posición estratigráfica con otros yacimientos, indicando que puede ser debido al bajo número de taxones y a la gran dispersión temporal que abarcan, disminuyendo su utilidad biocronológica. Los límites MN15-MN16 y MN16-MN17, debido a las discrepancias entre las dataciones y ordenación de los yacimientos Rincón 1 (Albacete), Huélagu (Cuenca de Guadix-Baza) y Villarroja (La Rioja), prefieren no incluirlos en este trabajo.

Gómez-Cano *et al.* (2011) realizan un trabajo similar, en la metodología, al de Domingo *et al.* (2007), pero proponen modificaciones en la edad de algún yacimiento y, por lo tanto, de algún límite MN (Fig. 2.15). Emplean 130 yacimientos y sus edades correspondientes ancladas en la escala GPTS de Gee y Kent (2007). Lo que más destaca de este trabajo es la diacronía de los límites de zonas entre las cuencas ibéricas y las europeas, incluyendo en estas últimas al Vallés-Penedés, y por ello matizan el peligro de correlacionar edades entre ambas provincias.

Hilgen *et al.* (2012) realizan una revisión del estado de la cuestión, entrando en la discusión de la utilidad de las zonas Mein teniendo en cuenta su sentido biocronológico o cronoestratigráfico en los distintos continentes. La diacronía queda patente en función de la aproximación conceptual considerada (biozonas o localidades tipo) y entre las distintas provincias fósiles (Fig. 2.15).

Finalmente, Morales *et al.* (2013) proponen una revisión de las faunas del Ventiense basándose principalmente en modificaciones sobre la zonación local de van Dam *et al.* (2006). Realizan una revisión de edades mediante dataciones radiométricas y datos magnetoestratigráficos y proponen unos nuevos límites de las zonas MN11 a MN13 ancladas a una GPTS que no especifican. En este trabajo, el límite

MN11-MN12 queda fijado en la parte media del cron C4n.2n, el tránsito MN12-MN13 hacia la base del cron C3Ar y el techo de MN13 es ubicado hacia la mitad de C3n.4n (Fig. 2.15).

En definitiva, aunque los sucesivos estudios han ido refinando la escala temporal de las zonas de mamíferos, siguen existiendo incertidumbres en la edad de algunos límites. Dichas incertidumbres se asocian, a veces, a la escasa resolución de los perfiles magnetoestratigráficos para dichos intervalos temporales pero también pueden estar relacionadas con transiciones de faunas más inhomogéneas en el tiempo y en el espacio. Esto último es especialmente cierto cuando regiones más amplias son consideradas en el análisis. En cualquier caso, todos los esfuerzos que se realicen para precisar, en la medida de lo posible, dichos límites por métodos magnetoestratigráficos redundarán en una mejor datación de las series estratigráficas estudiadas. En este trabajo, el modo de refinar las edades de las biozonas MN ha pasado por utilizar la arquitectura estratigráfica, anteriormente mostrada, para correlacionar otros yacimientos fósiles con los ya existentes en los perfiles magnetoestratigráficos y, así, poder construir un modelo cronoestratigráfico robusto para la región que permita, finalmente, reducir las incertidumbres existentes en determinados límites entre biozonas.

2.4. EL MODELO CRONOESTRATIGRÁFICO PARA EL SECTOR NORTE DE LA CUENCA DE TERUEL

El detallado estudio estratigráfico realizado, incluyendo una precisa correlación, además de permitir caracterizar en detalle la arquitectura estratigráfica de los sedimentos neógenos en el sector norte de la Cuenca de Teruel (ver capítulo 3.2), es la base para el establecimiento de un modelo cronestratigráfico, pues proporciona el marco de referencia en el que integrar los datos bioestratigráficos y magnetoestratigráficos. De hecho, 72 de los más de 150 yacimientos fosilíferos catalogados han podido ser situados estratigráficamente o correlacionados con las columnas levantadas en este trabajo. Como ya se ha dicho anteriormente, estos 72 yacimientos (Tabla 2.1) se han considerado los más representativos por haber permitido la caracterización bioestratigráfica de las series estudiadas. Además, los 11 perfiles magnetoestratigráficos existentes en este sector de la cuenca han sido correlacionados con nuestros perfiles estratigráficos y, por tanto, forman parte de este nuevo marco de referencia que se va a proponer.

2.4.1. La construcción del modelo

La combinación de la información proporcionada por los datos bioestratigráficos, magnetoestratigráficos y nuestra aportación acerca de la arquitectura estratigráfica, ha permitido confeccionar, como veremos, un modelo cronoestratigráfico muy robusto para el sector norte de la cuenca de Teruel. La correlación y datación de las series han sido dos tareas realizadas prácticamente de forma simultánea y muy interrelacionadas. La primera ha permitido la ordenación estratigráfica de los materiales entre los distintos perfiles y, en consecuencia, de los datos bioestratigráficos y magnetoestratigráficos existentes en cada perfil estratigráfico. De la misma forma, los niveles de correlación han sido dados cuando estaban cerca de yacimientos o se disponía de perfiles magnetoestratigráficos, lo que ha permitido datar los depósitos en aquellos perfiles en los que no se disponía de información paleontológica.

Para la construcción del modelo cronoestratigráfico se han combinado, en primer lugar, el marco estratigráfico (Figs. 2.2 a 2.10) con los datos magnetoestratigráficos, de modo que con los niveles guía y

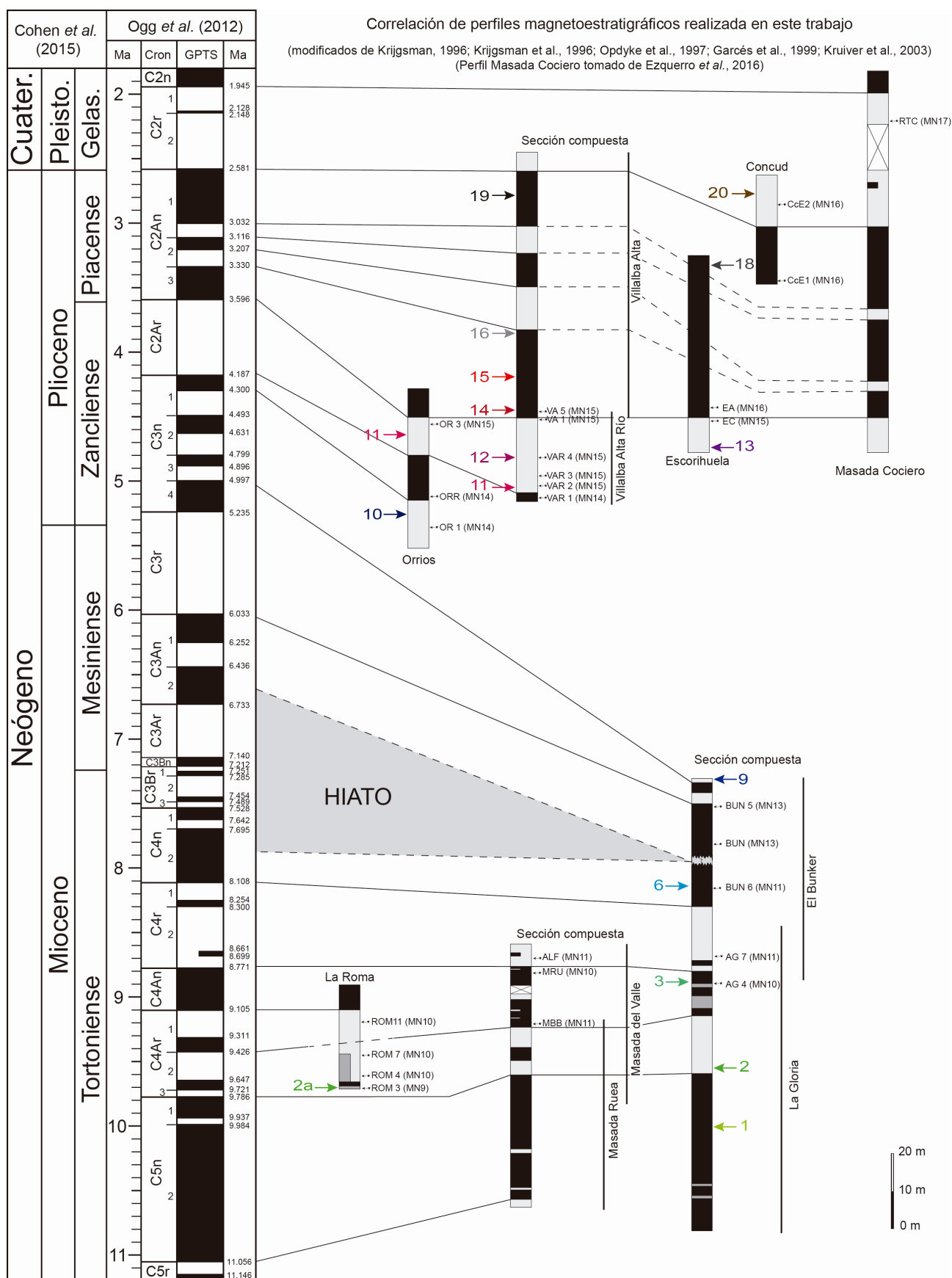


Fig. 2.16. Combinación de la información magnetoestratigráfica y los niveles de correlación diferenciados para la región de estudio y que caracterizan la arquitectura estratigráfica de la cuenca.

fotogeológicos se han correlacionado los perfiles magnetoestratigráficos (Fig. 2.16). Ello ha permitido, por un lado, realizar tres secciones magnetoestratigráficas compuestas con los perfiles que presentaban un proximidad geográfica suficiente y el seguimiento de niveles guía permitió una fiable correlación estratigráfica. Estas secciones compuestas ya fueron correlacionadas con nuestros perfiles estratigráficos en el apartado 2.2 de descripción de perfiles. Dos de ellas corresponden (Fig. 2.16) a la unión de los perfiles Masada Rueda y Masada del Valle (correlacionada con el perfil estratigráfico Cerro de los Aldabades I, SB-8; Fig. 2.3), la primera, y de los perfiles Villalba Alta y Villalba Alta Río (correlacionada con el perfil Los Aliagares, Vi-1; Fig. 2.9), la segunda. En ambos casos, la correlación estratigráfica confirma la correlación magnetoestratigráfica realizada entre dichos perfiles por los diversos autores. Asimismo, la correlación ha mostrado que la parte alta del perfil La Gloria se superpone ampliamente con la parte baja del perfil El Búnker, de forma que la construcción de la tercera sección compuesta La Gloria-Búnker permite minimizar el intervalo de baja definición descrito por Kruiwier *et al.* (2003) en la revisión del perfil La Gloria. Además, la correlación de esta sección compuesta con la sección Masada Rueda-Masada del Valle permite no perder el control temporal de este intervalo y mantener la definición de los límites C4Ar.1n-C4Ar.1r y C4An-C4r (Fig. 2.16). Asimismo, y en función de la distribución de los niveles de correlación, la parte superior del perfil El Búnker ha sido reinterpretada, de la forma más conservadora posible, considerando que abarca un intervalo temporal mayor comprendido entre C3An.1n y C3n.3r (Fig. 2.16). Esta reinterpretación se ha basado en la posición del nivel guía 9 en la base del tramo 7 del perfil estratigráfico El Enebral (Te-5) y que este nivel guía ha sido asignado en una amplia zona de la cuenca a la zona MN14 (ver transversal de Celadas, Fig. 2.5). La interpretación de van Dam *et al.* (2001) del perfil magnetoestratigráfico El Búnker implica que se tratase de una edad correspondiente a la zona MN13 (cron 3r), por ello se ha ampliado el intervalo temporal hasta el primer cron inverso que se corresponde con la zona MN14.

Por otro lado, la integración de la información estratigráfica y magnetoestratigráfica ha permitido que gran parte de los niveles guía utilizados en la descripción de la correlación y caracterización de la arquitectura estratigráfica se hayan podido correlacionar y situar en las series magnetoestratigráficas locales (LPS) y, a través de ellas, situarlos en la escala de tiempo global (GPTS). Este proceso ha permitido proponer una edad absoluta para los niveles de correlación que caracterizan la arquitectura estratigráfica de la cuenca y, así, ir definiendo el modelo cronoestratigráfico.

En segundo lugar, y para cada transversal estudiada, se han organizado los yacimientos en función de su posición relativa con respecto a los niveles de correlación ya datados y asignados a una zona MN (Fig. 2.17). Este proceso se ha realizado sin considerar previamente las dataciones absolutas propuestas para los yacimientos por autores previos que se basan en la interpolación directa de los perfiles en los que se encuentran con los perfiles magnetoestratigráficos, asumiendo tasas de sedimentación constante, o en modelos de edad. La justificación es que las variaciones entre las distintas publicaciones son considerables, existiendo algún caso en el que yacimientos situados en una posición estratigráfica suprayacente presentan edades más antiguas que otros subyacentes (*e.g.* yacimiento Masada del Barbo 2B). Tampoco se han empleado las subzonas locales de mamíferos definidas o modificadas por van Dam (1997), van Dam *et al.* (2006) y Morales *et al.* (2013) por presentar una definición menos clara y no existir una correspondencia, ni en duración ni en nomenclatura, entre los distintos trabajos.

En esta ordenación temporal de los yacimientos, a cada yacimiento se le ha otorgado cualitativamente un valor de credibilidad estableciendo tres categorías de calidad (categorías 1, 2 y 3, respectivamente en Fig. 2.17). La categoría 1, o de mayor calidad, está compuesta por yacimientos localizados *in situ* en el propio perfil magnetoestratigráfico o a escasos metros de donde se ha levantado la

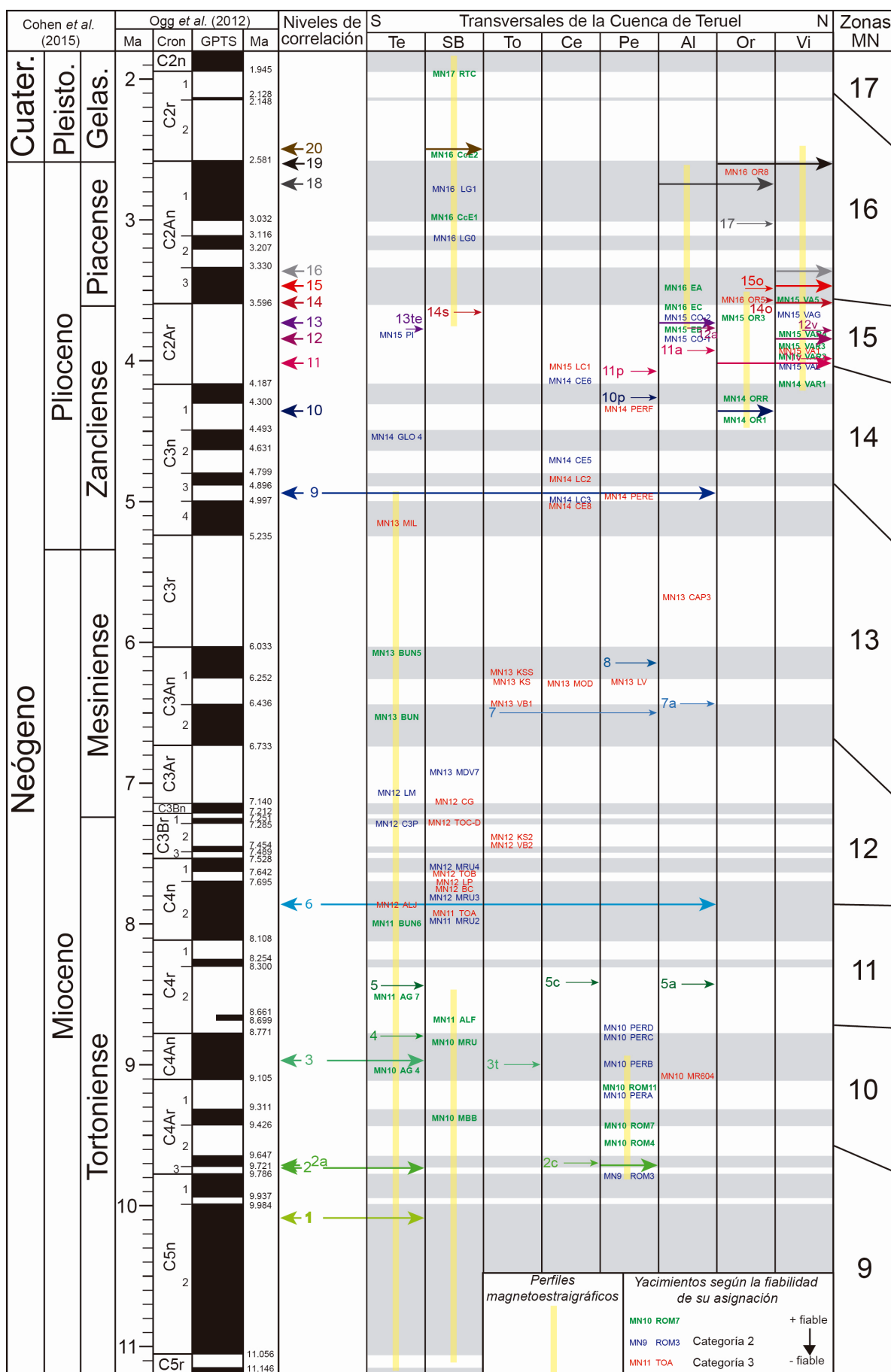


Fig. 2.17. Combinación para cada una de las transversales en la región de estudio de la información bioestratigráfica y magnetoestratigráfica disponible con los niveles de correlación diferenciados y previamente datados.

columna estratigráfica correspondiente. En la categoría 2 se incluyen yacimientos localizados *in situ* sobre una columna estratigráfica, pero que no tienen una magnetoestratigrafía asociada, de modo que solo se cuenta con su posición relativa respecto a los niveles de correlación. En la tercera categoría se incluyen aquellos yacimientos correlacionados hasta las columnas estratigráficas levantadas y que tampoco presentan magnetoestratigrafía, de manera que su anclaje en la escala cronoestratigráfica puede oscilar entre los niveles guía que los limitan.

La ordenación y separación vertical propuesta entre los yacimientos de categoría 2 y 3 en la figura 2.17 sólo responde pues a su posición respecto a los niveles de correlación y al espesor de serie que media entre ellos. Por ello, se desaconseja una correlación directa entre la posición de los yacimientos de estas categorías en la figura y la edad que se pueda inferir de ésta a partir de la GPTS. De este modo, esta ordenación **NO DEBE** emplearse con la finalidad de asignar una edad absoluta a yacimientos de ambas categorías. Asimismo, la ordenación **DEBE** ser tomada con cautela, ya que entre las distintas transversales existen variaciones en la tasa de sedimentación que podría conllevar, a veces, la correlación de yacimientos que no necesariamente tienen la misma edad dentro de una zona de mamíferos (e.g. yacimientos KS, MOD y LV, de edad MN13, en las transversales de Tortajada, Celadas y Peralejos, respectivamente, Fig. 2.17) En estos casos, consideramos más correcto emplear el criterio más laxo de contemporaneidad entre transversales en el sentido de Adrover (1986) o Mein *et al.* (1990) referido como a yacimientos ubicados en la misma zona de mamíferos con asociaciones faunísticas similares.

2.4.2. El modelo cronoestratigráfico propuesto

En la figura 2.18 se presenta el modelo cronoestratigráfico propuesto para el norte de la Cuenca de Teruel a partir de la revisión de los datos bioestratigráficos y magnetoestratigráficos y la correlación estratigráfica realizada en este trabajo. En este modelo, que seguidamente describiremos, muestra la edad de los sedimentos de la cuenca a partir de la edad más ajustada obtenida para los niveles de correlación empleados para caracterizar la arquitectura estratigráfica de su relleno sedimentario. La elaboración de este modelo, fuertemente basado en la correlación e integración de información de diferente índole, ha permitido también reevaluar la edad de las zonas de mamíferos MN, establecidas en la síntesis de trabajos previos (ver Fig. 2.15), y proponer una edad más realista para algunos de sus límites. Obviamente, algunos de los límites, como los de las zonas MN12–MN13 y MN13–MN14, siguen manteniendo una cierta incertidumbre en su edad.

En el modelo cronoestratigráfico propuesto, no todos los niveles guía tienen tampoco la misma seguridad en su adscripción de edad, fundamentalmente porque algunos niveles, especialmente aquellos de menor distribución espacial, no están directamente relacionados o correlacionados con perfiles magnetoestratigráficos (niveles 7 y 8, por ejemplo) y también porque algunos cronos tienen un rango de edad más amplio (niveles 1 o 6). Además, en la localización de cada nivel dentro de cada cron se ha realizado asumiendo para el mismo una tasa de acumulación constante, lo cual no siempre es cierto, de modo que cuando varios niveles caen dentro del mismo cron el espaciado entre los mismos depende del espaciado sedimentario que estos tenían en las series estratigráficas. Con todo, para cada nivel se indica y justifica su posición dentro de la zonación de mamíferos (zonas MN) y en la escala magnetoestratigráfica global (cronos y subcronos) y, en el mejor de los casos, se apunta su edad más probable estimada (en Ma) y, en ocasiones, un rango aproximado que muestra su incertidumbre, siempre teniendo en cuenta las limitaciones ya comentadas.

El nivel guía local 1, diferenciado exclusivamente en la transversal de Teruel (perfiles El Enebral y

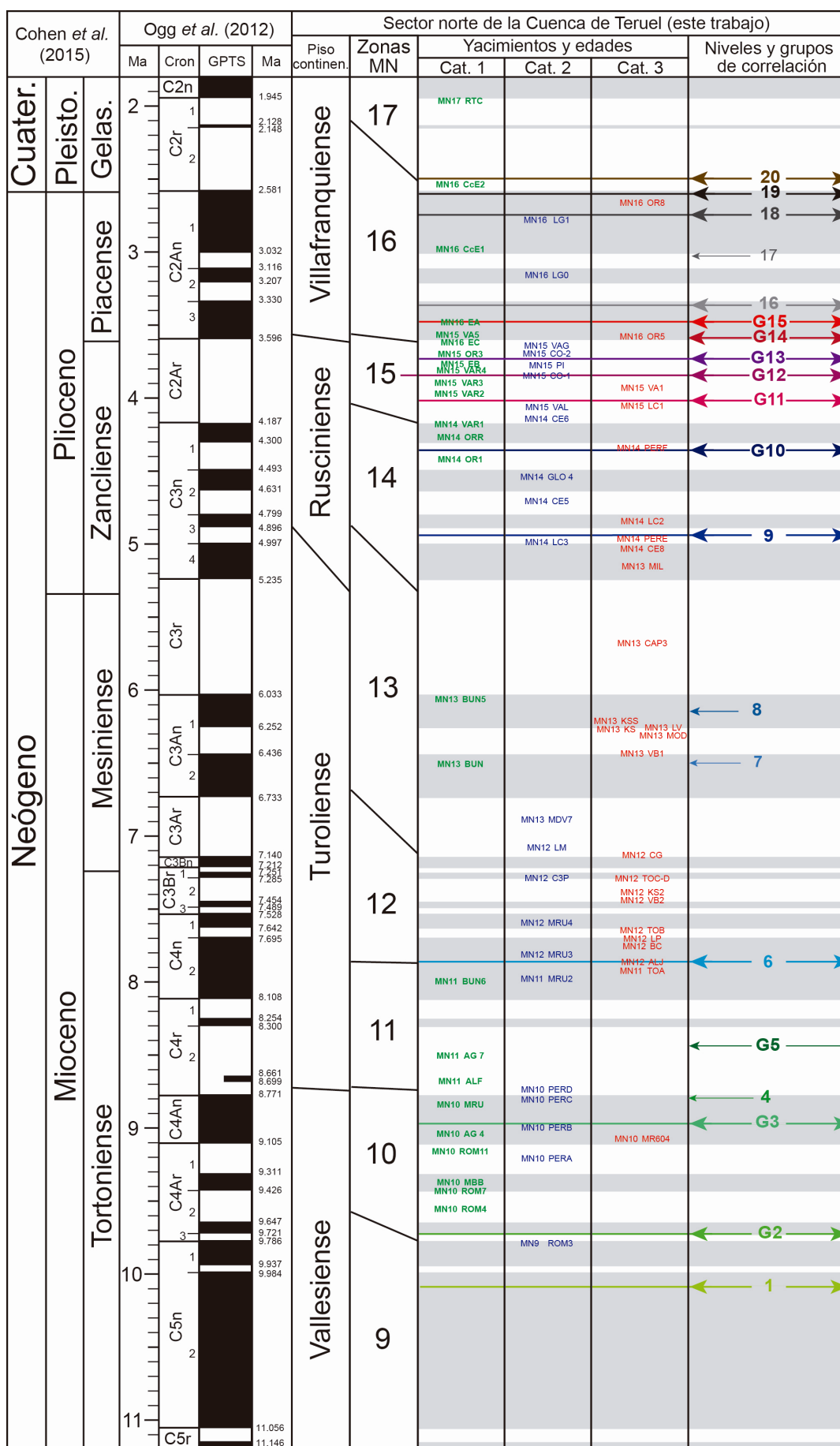


Fig. 2.18. Modelo cronoestratigráfico propuesto para el sector norte de la Cuenca de Teruel a partir de la revisión de datos bioestratigráficos y magnetoestratigráficos y su integración con los datos estratigráficos de correlación y arquitectura de los sedimentos. Se incluye también los límites entre zonas MN propuestos en este trabajo.

Valdecebro; Te-5 y Te-6, respectivamente), a partir de la correlación del primer perfil con la sección magnetoestratigráfica La Gloria (Fig. 2.2) queda incluido dentro del cron C5n y asignado a la zona MN9, en la parte inferior del Vallesiense (Figs. 2.16, 2.17 y 2.18). Aunque sin ninguna garantía, si consideramos una tasa de acumulación constante en la parte baja de este perfil la edad concreta de este nivel podría estimarse en 10,2 Ma. ; Teniendo en cuenta los datos de magnetoestratigrafía (perfil Masada Rueda) de las transversales de San Blas, y como puede reconocerse en el perfil Cerro de los Aldabades (SB-8; Fig. 2.3), los materiales más antiguos aflorarían por debajo de este nivel y alcanzarían al cron C5r (> 11 Ma) (Figs. 2.16, 2.17 y 2.18).

El nivel guía 2 en la transversal de Teruel queda situado en la parte baja del cron C4Ar, a partir de su posición en el perfil El Enebral y su correlación con la magnetoestratigrafía de La Gloria (Figs. 2.2 y 2.16). El nivel 2a aparece localizado en la zona de Peralejos (perfil Rambla de la Covacha, PE-5) entre los yacimientos ROM3 y ROM4, de edades MN9 y MN10 (Vallesiense), respectivamente. Esto indicaría una posición muy próxima al límite de estas zonas, pero el anclaje de este nivel al cron C4Ar en el perfil magnetoestratigráfico La Roma (Figs. 2.6 y 2.16) apunta probablemente a una edad de MN10 basal, muy próxima a su límite inferior (Figs. 2.17 y 2.18). Por lo tanto, el grupo de niveles de correlación 2 se ha datado como Vallesiense de zona MN10 basal y ligados también a la parte basal del cron C4Ar, de modo que podría estimarse una edad probable de 9,6–9,8 Ma.

El nivel 3 en la transversal de Teruel (perfil Te-5) es datado como C4An (perfil compuesto La Gloria–El Búnker) y está situado justo por encima del nivel correlacionado del yacimiento AG 4 (MN10) y unos 5 m de la correlación del yacimiento AG 7 (MN11). La posición en dicho cron determina su posición en la zona MN10 superior (parte media-alta del Vallesiense) y podría estimarse una edad próxima a los 9 Ma (8,8 a 9,1 Ma). Los niveles locales 3t y 3a en la transversal de Tortajada y Alfambra, respectivamente, no han podido ser datados.

El nivel local 4 (sólo distinguido en la transversal de Teruel) y el grupo 5 (transversales de Teruel, Celadas y Alfambra) no han podido ser datados directamente en los perfiles donde se reconocieron por la ausencia de yacimientos y perfiles magnetoestratigráficos de referencia. No obstante, en función de su posición entre los niveles 3 y 6 (este último, como veremos, adscrito al cron C4n.2n y en la parte basal de MN12), ambos se situarían en la zona MN11 (parte inferior del Turolense) y probablemente en el cron C4r (8,1–8,7 Ma) y el primero quizás muy próximo al tránsito MN10–MN11 (Vallesiense–Turolense) (Figs. 2.17 y 2.18).

El nivel fotogeológico 6, como hemos dicho, es un nivel de amplia distribución espacial que se ha reconocido en las seis transversales meridionales, pero en sólo dos de ellas se disponen de dataciones que permiten acotar su edad. En la transversal de San Blas, este nivel se sitúa entre los yacimientos TOA y TOB (perfil SB-7) y MRU2 y MRU3 (perfil SB-8). Los yacimientos situados por debajo del nivel (TOA y MRU2) tienen una edad MN11 y los situados por encima (TOB y MRU3) una edad MN12. Estos yacimientos están, además, cerca (< 5 m de serie) del nivel guía, y especialmente muy próximos (< 1 m) de los yacimientos TOA y MUR3, por lo que este nivel se sitúa en torno al límite MN11–MN12 (intra-Turolense). Una datación más precisa se puede deducir en la transversal de Teruel donde este nivel aparece, en el perfil Te-5, un par de metros encima del yacimiento BUN6 de edad MN11 y, en Te-4, está situado inmediatamente sobre el yacimiento ALJ de edad MN12 (Fig. 2.2), por lo que se le puede asignar a MN12 basal, muy cercano al límite con MN11 (Figs. 2.17 y 2.18). Basándose en la correlación con el perfil magnetoestratigráfico de Masada del Valle, este nivel fotogeológico aparece por encima del cron C4r (Fig. 2.3) y, en el perfil El Búnker (Figs. 2.2 y 2.16), está perfectamente ubicado en la parte inferior-media del cron C4n.2n, por lo que se le puede asignar una edad probable de 7,8–7,9 Ma (Figs. 2.17 y 2.18).

Los niveles del grupo 7 aparecen siempre localizados en las transversales de Tortajada, Celadas, Peralejos y Alfambra. El nivel 7 en el perfil To-1 se sitúa por encima del yacimiento KS2 de edad MN12 y ligeramente por debajo del yacimiento KS (MN13) y, en el perfil To-2, inmediatamente debajo del yacimiento VB1 (MN13) (Fig. 2.4). En la transversal de Celadas se ubica (perfil Ce-6; Fig. 2.5) bajo el yacimiento MOD de edad MN13. El nivel 7a en la transversal de Alfambra (perfil Al-5; Fig. 2.7) se localiza bajo el yacimiento CAP3 también de edad MN13. En conjunto y pese a la marcada incertidumbre que existe respecto a la zona MN13 (Turolense), se puede ajustar aceptablemente la posición del grupo 7 como relativamente próxima al límite inferior de esta biozona (Figs. 2.17 y 2.18). No existe información magnetoestratigráfica directa sobre la edad absoluta de este nivel pero se pueden hacer ciertas precisiones si tenemos en cuenta que este nivel, allí donde se ha definido, supone la introducción en la cuenca de una gran cantidad de terrígenos (arcillas y margas se superponen a un paquete de calizas o yesos), los cuales continúan hasta la nueva implantación (nivel guía regional 9) de otro extenso nivel de calizas. Si estas observaciones son tenidas en cuenta en el perfil Te-5, el cual ha sido correlacionado con el perfil magnetoestratigráfico El Búnker (Fig. 2. 2), el aporte terrígeno y, por tanto, dicho nivel guía podrían situarse probablemente en la parte baja del cron C3An, y estimarse una edad, poco fiable, en torno a 6,4–6,7 Ma (Fig. 2.17 y 2.18). Esta correlación también viene apoyada por el hecho que dicho límite en este perfil también se sitúa inmediatamente debajo del yacimiento BUN, de edad MN13, al igual como ocurría en la transversal de Tortajada y Alfambra.

La posición del nivel 8, sólo reconocido en la transversal de Peralejos, es aún más incierta. Este nivel se sitúa en el intervalo terrígeno antes descrito (Fig. 2.6) y, haciendo un razonamiento similar al anteriormente expuesto, se podría asignar a la zona MN13 y, tentativamente, a la parte alta del cron C3An (6,1–6,3 Ma).

El nivel fotogeológico regional 9, reconocido en las seis transversales más meridionales permite una mejor aproximación a su edad. En relación con las zonas de mamíferos, la transversal de Celadas permite la mejor aproximación. En ella (perfiles Ce-1 y Ce-2), este nivel está inmediatamente sobre los yacimientos CE8 y LC3 y bajo CE5 y LC2 (Fig. 2.5), todos ellos de la zona MN14 (parte baja del Rusciniense). Este mismo nivel también aparece en la transversal de Peralejos (perfil Pe-8) entre los yacimientos PERE y PERF (Fig. 2.6), ambos correspondientes también a la zona de mamíferos MN14. En el área de Teruel (Fig. 2.2), se reconoce por encima de los yacimientos BUN5 y MIL (MN13) y por debajo de GLO4 (MN14). En función de su posición se puede interpretar fiablemente que el nivel fotogeológico 9 presenta una asignación a la zona MN14 basal (Figs. 2.17 y 2.18). En la transversal de Teruel este nivel aparece ligado a un cron inverso sustentado por una única muestra situada a techo del perfil El Búnker (Fig. 2.2). Como se ha comentado anteriormente, el autor original (Krijgsman, 1996) la correlacionaba con el cron C3An.2r, sugiriendo un posible hiato o una baja tasa de sedimentación que abarcaría las zonas MN12 y MN13. Posteriormente, debido a su baja definición prefirió descartarla. En siguientes interpretaciones, esta muestra fue reconsiderada y correlacionada con el cron C3r, lo que conlleva una ampliación de la duración de dicho hiato. En ambas interpretaciones (C3An.2r o C3r) implicaría, sin embargo, una correspondencia con la zona MN13. Teniendo en cuenta la correlación de los límites de las zonas de mamíferos (Fig. 2.15) y la clara asignación del nivel 9 a la zona MN14, proponemos asignar dicha muestra al cron inverso C3n.3r y, como se ha comentado anteriormente, ajustar el límite MN13-MN14 al cambio de crones C3n.3n-C3n.3r (comparéanse las Figs. 2.11 y 2.16), lo que implica aumentar la duración del hiato y reducir bastante la tasa de sedimentación para esta zona. Con esta interpretación, el nivel guía 9 tendría una edad estimada de 4,9–5,0 Ma (Figs. 2.17 y 2.18).

El nivel 10, reconocido exclusivamente en la transversal de Orrios, está intercalado en el perfil Or-3 entre los niveles fosilíferos de los yacimientos OR1 y ORR (Fig. 2.8), ambos adscritos a la zona MN14 (parte inferior del Rusciniense). Su correlación con el perfil magnetoestratigráfico Orrios lo sitúa en la parte alta del cron C3n.1r, pudiéndose estimar una edad próxima a 4,4 Ma (rango 4,3–4,5) (Fig. 2.17 y 2.18).

El grupo 11 se reconoce en la transversal de Celadas (11c) ligeramente por encima de los yacimientos CE6 (MN14) y LC1 (MN15) en los perfiles Ce-1 y Ce-2, respectivamente (Fig. 2.5); en Alfambra por debajo del yacimiento CO-1 (MN15) en el perfil Al-9 (Fig. 2.7), en Orrios entre los yacimientos ORR (MN14) y OR 3 (MN15), pero muy próximo al último (perfil Or-3, Fig. 2.8), y algo similar ocurre con el nivel 11 en Villalba Alta (perfil Vi-1 Fig. 2.9), entre los yacimientos VAR1 (MN14) y VAR2 (MN15). En conjunto, los yacimientos permiten adscribir este grupo de correlación a la parte basal de la zona MN15 (parte media del Rusciniense). La correlación de nuestra columna Or-3 con el perfil magnetoestratigráfico Orrios permite situar el nivel 11 en la parte media del cron C2Ar y de la columna Vi-1 con el perfil Villalba Alta Río con su parte basal, y asignarle una edad aproximada de 4 (3,9–4,1) Ma (Figs. 2.17 y 2.18).

Los niveles guía locales que forman el grupo 12 quedan incluidos también en la zona MN15 (parte media del Rusciniense). Así, el nivel 12a se sitúa entre los yacimientos CO-1 y CO-2 (ambos MN15) en el perfil Al-9 (Fig. 2.7), y el 12 en Villalba Alta entre los yacimientos, de edad MN15, VAR 3 y VAR 4 y VAL y VA 1 en los perfiles Vi-1 y Vi-2, respectivamente (Fig. 2.9). La correlación del Vi-1 con el perfil magnetoestratigráfico Villalba Alta Río permite, además, situarlo en la parte media del cron inverso C2Ar, en torno a 3,8 Ma (Figs. 2.17 y 2.18).

Algo similar ocurre con el grupo de correlación 13. El nivel local 13te se sitúa por encima del yacimiento PI (MN15) en Te-2 (Fig. 2.2), pero el nivel 13 en la transversal de Alfambra aparece localizado en el perfil Al-9 entre los yacimientos CO-1 y CO-2, ambos de edad MN15, y en el perfil Al-12 entre los yacimientos EB y EC (MN15 y MN16, respectivamente) aunque justo encima del primero (Fig. 2.7). En este último perfil, correlacionado con el perfil magnetoestratigráfico Escorihuela, el nivel 13 queda incluido asimismo en el cron inverso C2Ar (Figs. 2.7 y 2.16). Con todo, este grupo puede ser asignado a la parte alta de la zona MN15 y también a la parte alta del mencionado cron, con una edad aproximada de 3,7 (rango 3,6–3,8) Ma (Figs. 2.17 y 2.18).

La edad del grupo de correlación 14 se ha basado esencialmente en la información de las transversales septentrionales porque en la de San Blas (perfil SB-2) el nivel local 14s sólo se conoce que está situado un par de decenas de metros por debajo del yacimiento LG 0 de edad MN16 (Fig. 2.3). En cambio, en la zona de Orrios (perfil Or-5; Fig. 2.8) el nivel 14o se sitúa prácticamente sobre el yacimiento OR5 (MN16) y en la transversal de Villalba Alta (perfil Vi-1; Fig. 2.9), el nivel 14 se sitúa justo por encima del yacimiento VA 5 (MN15), permitiendo acotar su asignación en un MN15 tardío, y ligado a la base del cron C2An.3n (estimándose una edad de 3,5–3,6 Ma). En conjunto, este grupo de correlación se ha adscrito, por tanto, al tránsito de las zonas MN15 y MN16 (tránsito Rusciniense-Villafranquiense) y con una edad absoluta en torno a 3,6 Ma (Fig. 2.17 y 2.18).

En estas mismas transversales el grupo 15 se disponen claramente en zona MN16 (Villafraquiense), siempre ya por encima del yacimiento OR5 (Fig. 2.8) y en la zona intermedia del cron C2An.3n del perfil magnetoestratigráfico Villalba Alta (Fig. 2.9), estimándose una edad aproximada en torno a 3,4–3,5 Ma (Figs. 2.17 y 2.18).

El nivel 16, sólo reconocido en las dos transversales más septentrionales (Villalba Alta y Los Alcamines), se sitúa a techo del cron C2An.3n del perfil magnetoestratigráfico Villalba Alta (Fig. 2.9), estimándose una edad aproximada algo superior a 3,3 Ma (Figs. 2.17 y 2.18).

Los niveles 17, 18 y 19 están situados muy próximos estratigráficamente (ver Fig. 2.8). En el perfil

Or-6 todos ellos se sitúan por debajo del yacimiento OR8 (MN16). Además, el nivel 18 se ubica en el cron C2An de Escorihuela (Al-12; Fig. 2.7) correspondiente claramente a la zona MN16. La correlación del nivel 19 del perfil Vi-1 con el perfil magnético Villalba Alta permite una mayor aproximación, situándolo en la parte media del cron C2An.1n (Fig. 2.9). Si tomamos en cuenta el conjunto de esta información, es probable que los tres niveles queden incluidos dentro de este subcron. Tentativamente, les hemos asignado una edad en torno a 3,0, 2,8 y 2,7 Ma, respectivamente (Figs. 2.17 y 2.18).

Finalmente, el nivel 20 diferenciado exclusivamente en la zona de San Blas se sitúa estratigráficamente por encima del yacimiento CcE2 (MN16) y por debajo del yacimiento RTC correspondiente a zona MN17 (Fig. 2.3). Además, y dada su asignación al cron C2r.2r del perfil Conclud, próximo al subcron Reunión I, se considera que ha de situarse en la zona MN17 basal (parte alta del Villafranquiense) y se estima una edad absoluta en torno a 2,4–2,5 Ma (Figs. 2.17 y 2.18).

Por otro lado, el modelo cronoestratigráfico propuesto, también ha permitido precisar la edad de algunos límites de las zonas Mein para el sector norte de la Fosa de Teruel, como queda reflejado en la figura 2.18. Para refinar los límites de zonas de mamíferos propuestos en este trabajo y su encajamiento con la información previa ha sido necesaria, como se ha dicho, la recalibración de los datos existentes, relacionados directa o indirectamente con el sector norte de la cuenca. Se ha preferido este método y presentar un sistema de referencia propio frente al de asumir un modelo establecido porque, como se ha visto anteriormente, las aproximaciones desde varias provincias geográficas normalmente conllevan aumentar las incertidumbres. Queremos destacar que en todos los límites de zonas de mamíferos se ha decidido permitir un cierto rango de edad, que queda definido entre la posición del último yacimiento de una zona dada y el primero de la siguiente zona de mamíferos. Este hecho es especialmente marcado a base y techo de la zona MN13, debido a que no existe una buena correlación entre los puntos fosilíferos y los perfiles magnetoestratigráficos. Además, en la síntesis propuesta se puede observar el marcado carácter diacrónico que presentan algunos límites de zonas de mamíferos, como el límite MN15-MN16 entre las localidades de Villalba Alta y Escorihuela. Allí, se puede observar como el yacimiento Escorihuela C (MN16) se ubica a techo del cron C2Ar mientras que el yacimiento VA5 (MN15) está localizado en el cron C2An.3n. El límite del cron es por definición isócrono, por lo tanto la única posibilidad es que ambas asociaciones de fauna coexistieran de alguna manera en el mismo intervalo temporal.

3. Sedimentología

**3.1. Revisión de los sistemas sedimentarios
continentales y terminología empleada**

3.2. Asociaciones de litofacies (A.L.)

3.3. Relaciones entre asociaciones de litofacies

3. SEDIMENTOLOGÍA

Este capítulo está dedicado al análisis de facies de los materiales objeto de estudio. Dados los objetivos de esta tesis, este análisis no pretende ser muy detallado, pero persigue caracterizar los materiales desde el punto de vista sedimentológico, interpretar los procesos sedimentarios acaecidos y proponer cómo fue la distribución de los ambientes y subambientes sedimentarios. Algunos trabajos previos han estudiado las características sedimentológicas del relleno neógeno en esta zona, de manera que se ha propuesto un modelo sedimentario integrado principalmente por sistemas aluviales procedentes de los márgenes, sistemas lacustres centrales y ambientes eólicos muy localizados (e.g. Weerd, 1976; Carrillo y Gisbert, 1979; Godoy *et al.*, 1983a,b; Moissenet, 1983; Alcalá *et al.*, 2000; Alonso-Zarza *et al.*, 2000). Los materiales carbonatados y eólicos son los que mayor atención han recibido (Alonso-Zarza y Calvo, 2000; Alonso-Zarza *et al.*, 2000, 2002, 2004, 2012; Rodríguez-López *et al.*, 2012; Liesa *et al.*, 2016), pero las características de las facies aluviales y evaporíticas no han sido tratadas con tanta profundidad.

Una aproximación previa al estudio integrado de estos sistemas mediante la definición de litofacies cuantificadas cartografiadas se ha realizado en trabajos anteriores por nosotros (Ezquerro, 2012; Ezquerro *et al.*, 2012, 2014, 2016a,b) en los que, además, se interpreta por primera vez una asociación atribuible a un sistema deltaico lacustre (Ezquerro *et al.*, 2016c).

Este capítulo representa la síntesis de nuestros trabajos previos, de modo que el análisis sedimentológico se aborda, primero, mediante la definición e interpretación de asociaciones de litofacies y, posteriormente, a partir de la relación lateral y vertical existente entre dichas asociaciones. Así, se caracterizarán los ambientes sedimentarios tanto en aspectos de su distribución espacial en la cuenca como en su evolución temporal, estableciendo los principales límites y megasecuencias sedimentarias. Antes de pasar a desarrollar estos aspectos, en un primer apartado vamos a realizar la revisión de los sistemas sedimentarios continentales presentes en nuestra región para así poder introducir la terminología y trabajos de referencia empleados.

3.1. REVISIÓN DE LOS SISTEMAS SEDIMENTARIOS CONTINENTALES Y TERMINOLOGÍA EMPLEADA

Como se ha indicado antes, a pesar de que las facies y sistemas sedimentarios existentes durante el Neógeno en el sector norte de la Cuenca de Teruel han sido tratadas por varios autores, poco se ha profundizado sobre su distribución espacial y temporal, ya que en general en estos trabajos se ha perseguido más una caracterización sedimentológica detallada de los materiales. Los objetivos de esta Tesis se ajustan más a la primera aproximación, ya que sólo conociendo la distribución de litofacies, subambientes sedimentarios y sus respectivos cambios se pueden interpretar la evolución secuencial del relleno sedimentario, discernir entre otros episodios de progradación-retrogradación aluvial o expansión-retracción lacustre e interpretar los cambios paleogeográficos atendiendo a los factores alocíclicos.

Para establecer las principales características e interpretación de las asociaciones de litofacies y de los sistemas sedimentarios que se expondrán más adelante, hemos tomado como referencia trabajos

sedimentológicos empleados tradicionalmente y aportaciones más recientes. A continuación se sintetizan los aspectos fundamentales en los se han basado nuestras interpretaciones.

Sistemas de abanicos aluviales

Los abanicos aluviales han sido divididos en sectores o subambientes sedimentarios por numerosos autores, si bien existen diferencias entre los criterios aplicados, que pueden ser estrictamente sedimentológicos, morfológicos o geométricos (Blissenbach, 1954; Bull, 1972; Hooke, 1967; Williams, 1969; McGowen y Groat, 1971; Nilsen, 1982; Colombo 1989; McLane, 1995).

La división más extendida y comúnmente empleada es la propuesta por McGowen y Groat (1971), quienes subdividen un abanico aluvial en tres sectores (proximal, medio y distal) en función de los procesos sedimentarios, la granulometría y la arquitectura de los depósitos que dominan en cada uno de ellos (Fig. 3.1). Según estos autores, la zona proximal se caracteriza por un predominio de flujos de masas y acuosos de arroyada, con granulometrías groseras que se extienden desde el cañón hasta el punto de intersección. En el sector medio, se reconocen depósitos de granulometría menor asociados a flujos acuosos canalizados u ocasionalmente desconfiados; este sector muestra generalmente mayor extensión que el proximal. El sector distal presenta la mayor extensión y los depósitos son los más finos de todo el sistema, los cuales están relacionados con la existencia de cursos canalizados y desbordamiento en momentos de avenida o en las zonas aguas abajo. Tomada estrictamente, esta subdivisión no se ajusta a todos los tipos de abanicos aluviales ya que los procesos sedimentarios y, especialmente, la granulometría de los materiales dominantes en cada caso concreto están condicionados por una gran variedad de

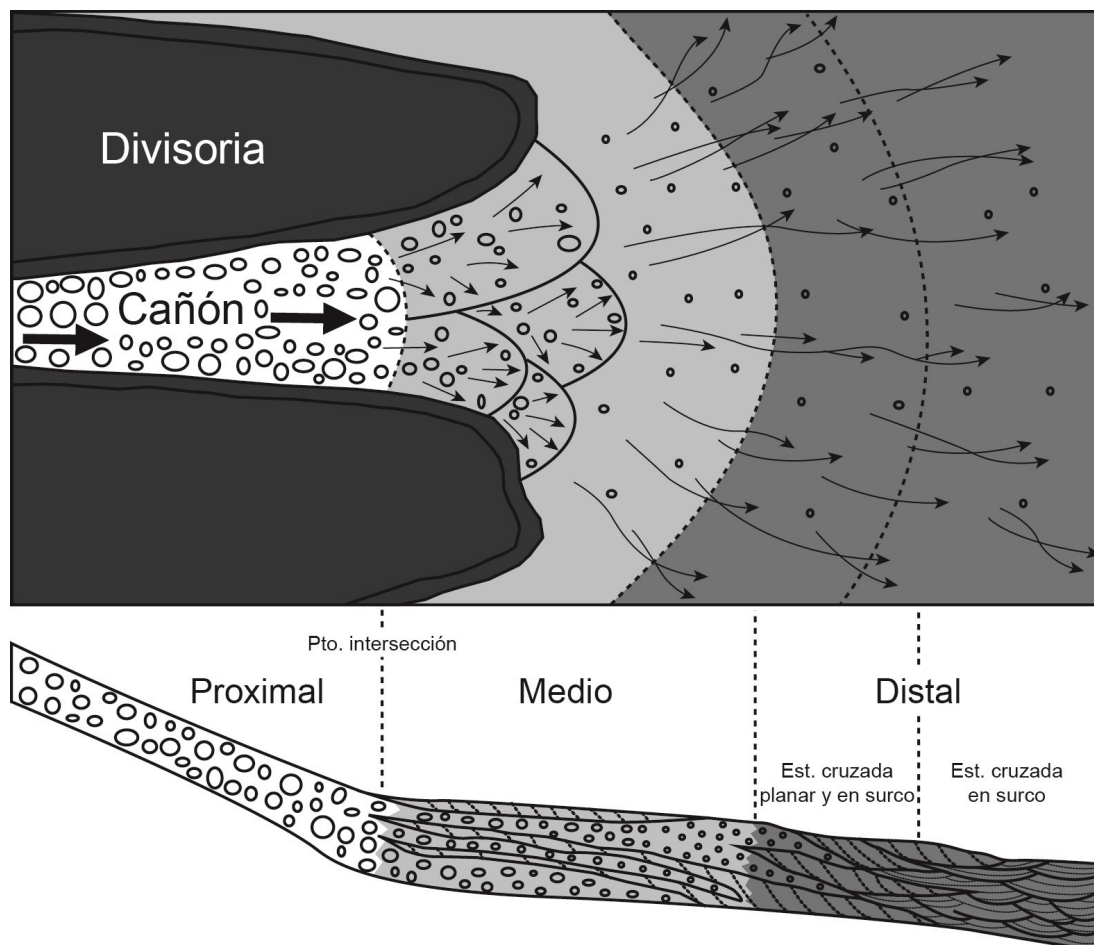


Fig. 3.1. Principales subdivisiones de un abanico aluvial (modificada de McGowen y Groat (1971)).

factores como la climatología, la litología del área fuente, el tamaño del área de captación, el relieve, la actividad tectónica... A pesar de ello, los tres sectores planteados por McGowen y Groat (1971) han sido empleados, aunque con matices, por numerosos autores posteriormente, ya que permiten una subdivisión sencilla de cualquier abanico aluvial, de ahí su utilidad y vigencia.

Los abanicos aluviales caracterizados en este trabajo no presentan una correspondencia inmediata con la diferenciación de McGowen y Groat (1971), ya que los sectores medios y distales en nuestro caso corresponden predominantemente con materiales lutíticos, siendo muy local la aparición de areniscas. Esta diferencia conlleva que los sectores distales se correspondan más con un ambiente de llanura lutítica que no fue considerado en la subdivisión original; otros autores sí han introducido estas llanuras en sus modelos aunque con distinta denominación (e.g. Heward, 1978; Nilsen, 1982; Colombo, 1989; Muñoz, 1991; Roberts *et al.*, 1994; Reading, 1996; Luzón, 2001). Por otro lado, en los abanicos reconocidos en el margen oriental activo de nuestra zona de estudio es prácticamente imposible delimitar sectores medios, ya que el tránsito de facies proximales a distales es muy brusco. En estos casos, los abanicos aluviales se ajustan mejor a la propuesta por Blair y McPherson (1994). Ésta no tiene en cuenta subdivisiones internas dentro del cuerpo sedimentario y se refiere exclusivamente a proximidad y distalidad respecto al área fuente, considerando el conjunto del abanico como una unidad en la que dominan distintos procesos sedimentarios. Esta última propuesta conlleva también una clasificación de los abanicos en dos tipos, dominados por flujos de masas o por flujos acuosos, implicando un grado más de interpretación. Más recientemente, Blair y McPherson (2009), basándose en los procesos desarrollados, amplían su clasificación a 13 tipos de sistemas de abanicos aluviales, siendo ésta una clasificación muy compleja y con fuerte dependencia del tipo de clima, lo que limita su aplicación en el registro fósil, ya que las condiciones climáticas varían y un abanico ha podido desarrollarse a lo largo de varios estadios climáticos diferentes.

A pesar de ello, la clasificación de los abanicos aluviales siempre ha estado muy ligada a interpretaciones climáticas, considerándose en un primer momento sistemas exclusivamente propios de ambientes áridos-semiáridos y zonas tectónicamente activas (e.g. Beaty, 1963; Bull, 1964; Denny, 1965; Wells, 1977; Kesel, 1985; Harvey, 1987). En cambio, trabajos centrados en abanicos aluviales actuales demuestran que los abanicos no son exclusivos de clima árido sino también de climas húmedos y tropicales y se muestra, además, su independencia con respecto a una tectónica activa (e.g. McGowen y Groat, 1971; McPherson y Hirt, 1972; Schumm, 1977; Heward, 1978; Steel, 1987; Lecce, 1990; McDonald *et al.*, 2003; Stock *et al.*, 2008). Por lo tanto, una clasificación independiente del clima es más útil y acertada ya que es aplicable en cualquier tipo de abanico. Desde esta perspectiva, Colombo (1989, 2010) divide los abanicos aluviales en tres categorías siguiendo el concepto de *eficacia de transporte* (Kirkby, 1977). Jerarquiza los abanicos aluviales en función de la capacidad de transporte de material hacia el interior de la cuenca, directamente relacionada con la existencia de cursos hídricos perennes, ocasionales o efímeros. La clasificación se basa en las dimensiones, paleocorrientes y distribución de facies en el sistema aluvial, distinguiendo abanicos de muy alta eficacia, alta eficacia y baja eficacia de transporte (Fig. 3.2).

En este trabajo hemos seguido la clasificación de McGowen y Groat (1971) matizando la definición de los distintos sectores en el sentido de Luzón (2001), de manera que se da más importancia al tipo de proceso generador del depósito que al litotipo. De esta manera, en los sectores proximales predominan

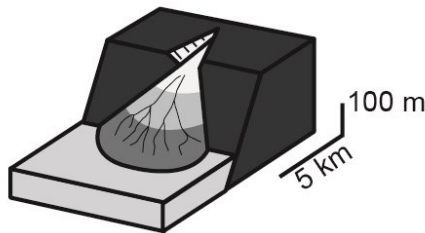
conglomerados depositados por flujos gravitacionales de masas o acuosos en el cañón o inmediatamente bajo el punto de intersección (Fig. 3.1). Los sectores medios están representados por conglomerados y ocasionalmente areniscas depositados en cuerpos generalmente canalizados, laterales o erosivos sobre lutitas que representan procesos de inundación. Los sectores distales responden a amplias zonas de desconfinamiento de los flujos acuosos y depósito de material fino por decantación en zonas de llanura lutítica surcadas ocasionalmente por cursos canalizados. Asimismo, hemos considerado la clasificación empleada por Colombo (1989, 2010), distinguiéndose en nuestro caso dos tipos de abanicos, de corto y largo recorrido, equiparables a los sistemas de baja y alta eficacia de transporte de este autor.

Sistemas palustres-lacustres carbonatados y evaporíticos

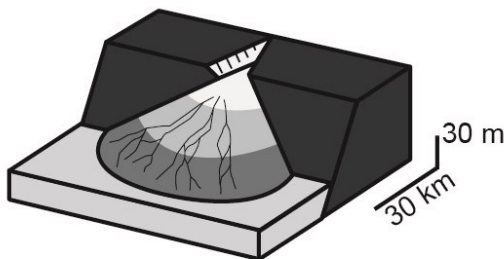
Del mismo modo que para los abanicos aluviales, para los sistemas lacustres carbonatados también existen una multitud de propuestas de subdivisión y clasificación basadas, por ejemplo, en la dinámica de los sistemas, las propiedades fisicoquímicas de las aguas o los subambientes dentro de la cuenca lacustre (e.g. Hutchinson, 1957; Picard y High, 1972; Kelts y Hsü, 1978; Kelts, 1988; Wright, 1990; Glenn y Kelts, 1991; Platt y Wright, 1991; Gierlowski-Kordesch y Kelts, 1994).

De todas ellas, la aproximación más empleada es la de Wright (1990), basada en criterios biológicos, y su modificación posterior por Glenn y Kelts (1991) y Gierlowski-Kordesch y Kelts (1994) que

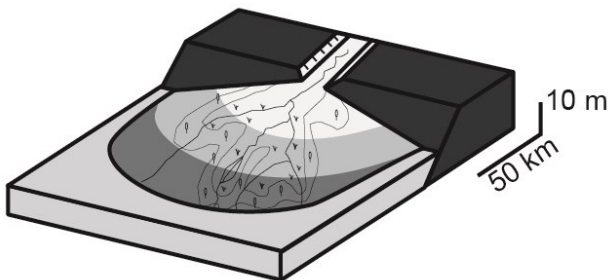
Abanico aluvial de baja eficacia de transporte



Abanico aluvial de alta eficacia de transporte



Abanico aluvial de muy alta eficacia de transporte



□ Proximal □ Medio □ Distal

distingue zonas litorales (o marginales), que a su vez se dividen en supralitoral, eulitoral y litoral, y zonas cuencales (o profundas), divididas en sublitoral y profunda (Fig. 3.3). La zona supralitoral se encuentra permanentemente expuesta aunque se ve afectada por las oscilaciones del nivel freático. La zona eulitoral se caracteriza por frecuentes oscilaciones de la lámina de agua, mostrando una alternancia entre condiciones subacuosas y exposición subaérea. Estas dos zonas se caracterizan por la presencia de abundante vegetación enraizada de bajo porte y las evidencias de desecación. La zona litoral se encuentra siempre sumergida; está colonizada generalmente por vegetación, más densa hacia las zonas marginales. La zona sublitoral se corresponde con el área localizada bajo lámina de agua perenne, en la zona fótica y buena oxigenación, con desarrollo de algas y cianobacterias. Dependiendo del tamaño del sistema lacustre, esta zona se encuentra sometida a la acción del oleaje y tormentas. La zona profunda, generalmente en condiciones afóticas y anóxicas,

Fig. 3.2. Clasificación de los abanicos aluviales según su eficacia de transporte (modificada de Colombo, 2010). Nóte-

está generalmente por debajo de la termoclina y en ella dominan los procesos de decantación de material en suspensión. La vegetación es escasa o inexistente pero existen otros organismos bioturbadores. En algunos sistemas lacustres puede existir un talud o cambio brusco de pendiente que independiza las zonas marginales de las cuencales.

La subdivisión anterior es más aplicable en lagos de grandes dimensiones y profundidad, en los que las zonas ambientales pueden tener un buen desarrollo. En lagos relativamente someros, en los que no existe talud, la diferenciación entre zona marginal e interna es menos clara, constituyendo ambas un único cinturón ambiental (Fregenal Martínez y Meléndez, 2010).

Por otra parte, Freyet (1965, 1971) considera palustres a los depósitos carbonatados no marinos que exhiben evidencias de pedogénesis en los que se preserva parte del depósito primario (características sedimentarias, organismos) afectado por alteraciones posteriores (remobilización, bioturbación, desecación, etc.). Siguiendo este criterio, numerosos autores mantienen la clasificación de Wright (1990), englobando las zonas supralitoral y eulitoral a las que denominan orlas o áreas palustres (e.g. Freyet y Piazat, 1982; Wright y Platt, 1995; Alonso-Zarza y Calvo, 2000; Luzón, 2001; Freyet y Verrechia, 2002; Huerta y Armenteros, 2005; Kraus y Hasiotis, 2006; Nichols, 2009; Alonso-Zarza y Wright, 2010; Fregenal Martínez y Meléndez, 2010). De esta manera, se consideran palustres las zonas circundantes a los lagos en las que tiene lugar sedimentación detrítica y precipitación carbonatada fuertemente influenciada por las oscilaciones del nivel freático. Sobre los depósitos primarios se desarrollan procesos de bioturbación, nodulización, remobilización, reemplazamiento mineral, microkarstificación o precipitación diferencial de hierro entre otros. La variabilidad y complejidad de las texturas generadas complica mucho su interpretación, pero Alonso-Zarza (2003) muestra una buena síntesis para su identificación y subdivisión (Fig. 3.4).

La presencia de un sistema palustre bien desarrollado junto con la ausencia de zonación interna son características de sistemas lacustres de bajo gradiente y escasa energía (e.g. Alonso-Zarza y Wright, 2010). Para estos sistemas muchos autores han preferido una división más simple entre zonas marginales y zonas internas, estando estas últimas siempre bajo lámina de agua. Estas características son muy típicas en prácticamente todos los sistemas lacustres cenozoicos de la Península Ibérica, incluyendo las cuencas del Ebro, Madrid, Duero o Guadix (Cabrera, 1983; Corrochano y Armenteros, 1989; Muñoz, 1991; Arenas, 1993; Sanz *et al.*, 1995; Friend y Dabrio, 1996; Luzón, 2001; García-Aguilar y Palmqvist, 2011).

En relación con los sistemas lacustres evaporíticos, los lagos salinos continentales han sido clasificados como sistemas profundos o someros, en función principalmente del espesor de la lámina de agua, aunque también influye la profundidad de la cuenca (e.g. Kendall, 1992; Warren, 2006). Los

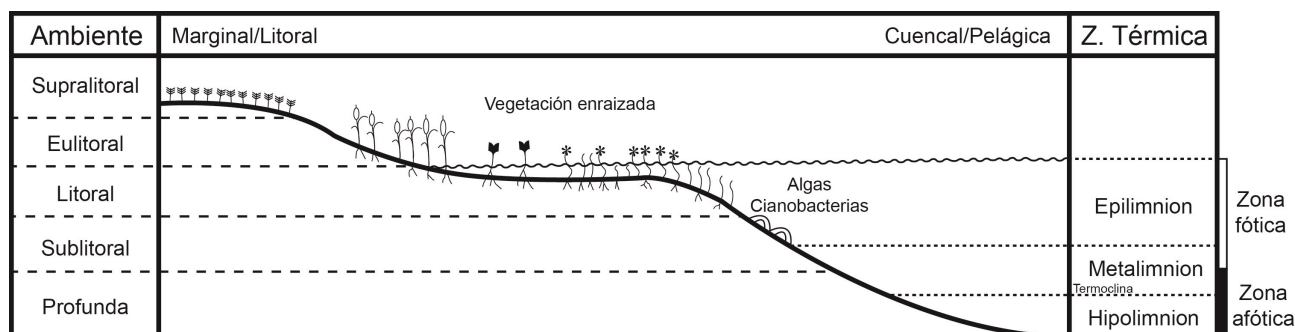


Fig. 3.3. Subdivisiones de un ambiente lacustre carbonatado (modificada de Wrigth, 1990 y Gierlowski-Kordesch y Kelts, 1994).

sistemas someros fueron denominados *playa-lake* o *pan-lake* (Hardie y Eugester, 1970; Hardie *et al.*, 1978; Lowenstein y Hardie, 1985; Salvany, 1989) y hacen referencia a las extensas llanuras lutificas desarrolladas en las que los procesos de precipitación de sales se vuelven cada vez más intensos hacia las zonas lacustres más centrales que se encuentran esporádicamente encharcadas. Smoot y Lowenstein (1991), en función del tiempo de residencia de las aguas, profundidad y tipo de depósito generado, diferenciaron cuatro tipos de sistemas evaporíticos (lago perenne, lago efímero, llanura húmeda y llanura salina) que corresponden en gran medida con la propuesta del *playa-lake*.

Los complejos de *playa-lake* presentan, igual que los sistemas carbonatados, una subdivisión en ambientes. La propuesta de Salvany (1989) basada en procesos y depósitos dominantes comprende: zona marginal, intermedia e interna (Fig. 3.5). La zona marginal se encuentra expuesta y en ella dominan los procesos de crecimiento de sales intersticial, siendo el encajante generalmente sedimentos lutificos, que en superficie muestran evidencias de desecación. Ocasionalmente, en estas zonas se reconocen carbonatos correspondientes a pequeñas charcas con lámina de agua libre dulce, y depósitos terrígenos canalizados o tabulares. La zona intermedia supone un tránsito entre la anterior y la interna, mostrando características mixtas; se encuentra muy influenciada por la disponibilidad de agua, de manera que en momentos de desecación se generan facies intersticiacles (anhidrita nodular y yeso lenticular), mientras que en momentos de inundación precipitan carbonatos magnésicos y yesos. En la zona interna predomina la precipitación bajo lámina de agua en la interfase agua-sedimento, generándose yeso y/o halita o incluso otras sales en función de la concentración y composición química de la salmueras (Eugster y Hardie, 1978; Salvany, 1989; Salvany *et al.* 2007).

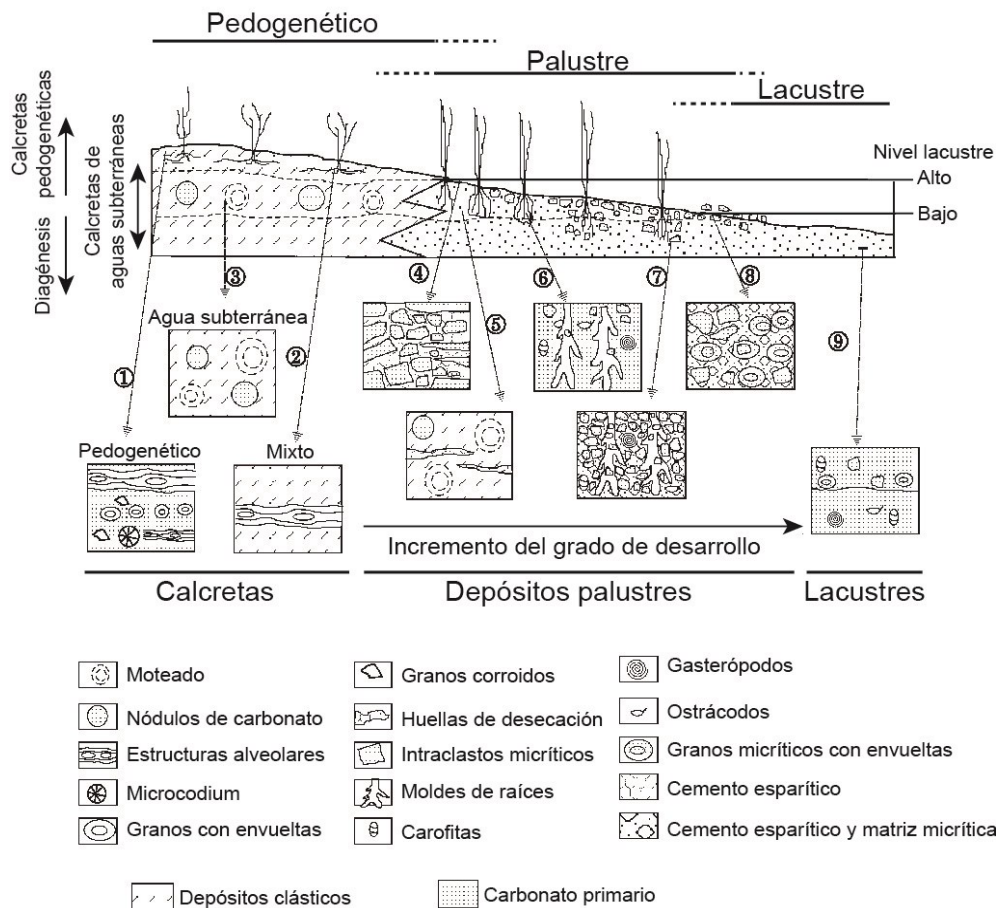


Fig. 3.4. Principales características de un ambiente deposicional palustre (modificada de Alonso-Zarza (2003)).

Al igual que ocurre con los sistemas carbonatados, esta subdivisión de los sistemas lacustres evaporíticos se cumple bien en cuencas de grandes dimensiones, pero en cuencas pequeñas con lámina de agua somera el tránsito entre subambientes es más brusco (e.g. Ortí, 2010; Warren, 2006, 2010). Así, Ortí *et al.* (2003) reconocen en el sector sur de la fosa de Teruel una orla palustre bien desarrollada en relación con depósitos evaporíticos que da paso a una amplia zona lacustre evaporítica marginal y a facies evaporíticas laminadas profundas (*Yesos de Libros*), pero en el sector norte de la cuenca la situación es distinta. Allí, la transición entre los distintos subambientes es brusca, está marcada por un paso de ambientes palustres a evaporíticos marginales o intermedios y no existen apenas facies laminadas profundas. En este sentido, las facies más profundas se asemejan más a las descritas para lagos sulfatados marginales (*Yesos de Grávalos, Ribaflecha o Autol*) de la Cuenca del Ebro (Muñoz, 1991; Salvany *et al.*, 1994; Inglès *et al.*, 1998).

En este trabajo, y en función de todo lo anterior, los sistemas palustres-lacustres reconocidos en la región de estudio se han dividido en carbonatados y evaporíticos. Los ambientes palustres se han considerado como una transición entre las partes distales de los abanicos aluviales y las partes marginales de sistemas lacustres. Se corresponden con aquellas zonas que incluyen sedimentos detríticos pero en las que dominan los procesos pedogénicos y diagenéticos relacionados, generalmente, con la génesis de carbonato; estos depósitos muestran evidencias de oscilación de la lámina de agua. Se caracterizan, por el desarrollo de potentes series de carbonatos nodulosos, aunque localmente se reconocen depósitos heterolíticos (compuestos por una alternancia de carbonatos nodulosos, lutitas, margas, calizas, yesos, carbones, arenas) con abundantes evidencias de alteración. Los sistemas lacustres carbonatados, integrados predominantemente por calizas y margas, se asignarán a ambientes más someros o profundos en función de su grado de bioturbación, pedogenización, evidencias de exposición, fósiles o estructuras sedimentarias. Al igual que se ha hecho tradicionalmente en otras cuencas terciarias ibéricas, no se empleará estrictamente la división de Wright (1990), sino que se referirán los depósitos a zonas marginales

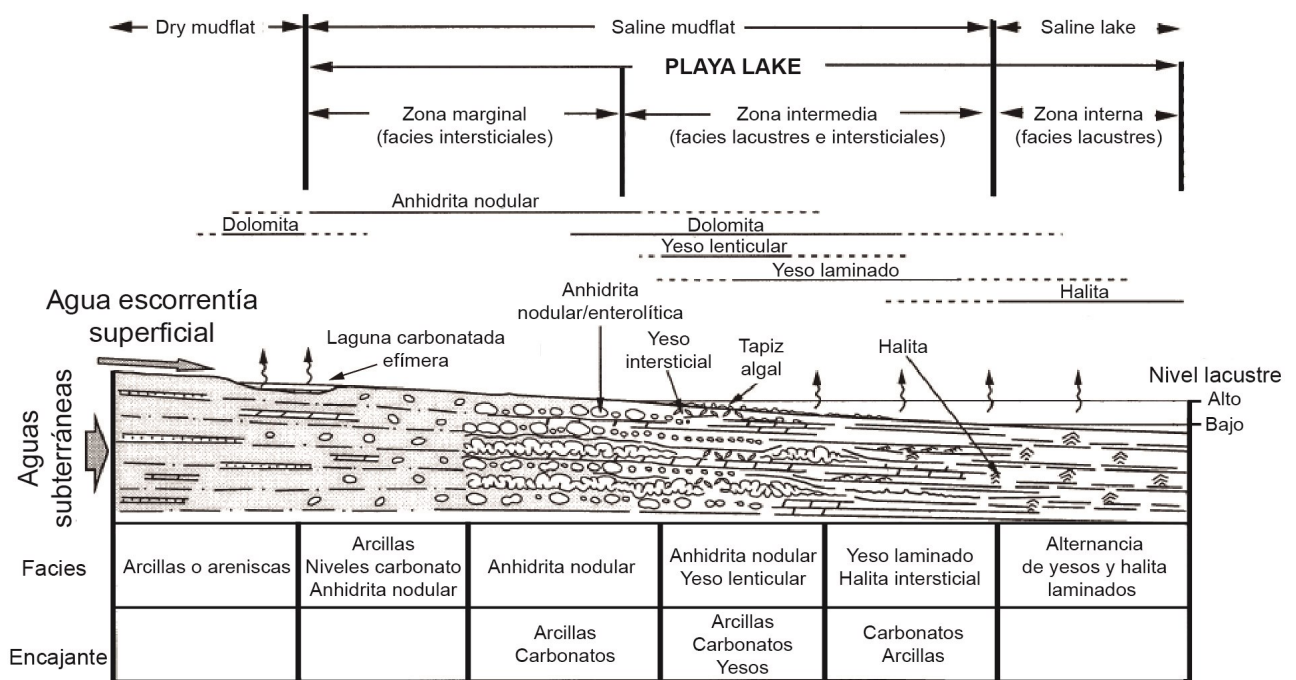


Fig. 3.5. Distribución de facies y modelo sedimentario de un sistema lacustre evaporítico tipo *playa-lake* (modificada de Salvany, 1989).

o internas del sistema lacustre. En los sistemas lacustres evaporíticos, caracterizados principalmente por yesos, se empleará el modelo y subdivisión propuestos por Salvary (1989).

Sistemas deltaicos

Los estudios sobre los procesos de construcción y arquitectura de los deltas han sido ampliamente desarrollados en las últimas décadas, aunque la gran semejanza en lo que respecta a sus características generales y las amplias diferencias que muestran en detalle hace que la mejor propuesta de división y clasificación responda a la suma de las de varios autores.

La subdivisión más utilizada actualmente distingue tres zonas: llanura deltaica, frente deltaico y prodelta (Fig. 3.6). Está basada en los dispositivos geométricos, asociaciones de facies, procesos sedimentarios o evoluciones secuenciales inferidos en diferentes sistemas deltaicos (e.g. Barrell, 1912; Rusell, 1936; Fisk, 1944; Albertson *et al.*, 1950; Bates, 1953; Scruton, 1960; Morgan, 1970; Galloway, 1975; Elliot, 1986; Kuehl *et al.*, 1986; Postma, 1990, 1995; McLane, 1995; Nemeč, 1995; Sidi *et al.*, 2003; Bhattacharya, 2006; Gani y Bhattacharya, 2007). A pesar de ello, la primera subdivisión de un sistema deltaico se ha atribuido tradicionalmente a Gilbert (1885, 1890), quien basándose en la inclinación de los cuerpos sedimentarios y en la relación proximalidad-distalidad, diferenció tres sectores o zonas: *topset*, *foreset* y *bottomset*. Posteriormente, para que esta división fuera aplicable a deltas antiguos sin que existiera confusión con la terminología utilizada en otras formas sedimentarias como *ripples* o dunas, se propuso una correspondencia entre las tres zonas diferenciadas por Gilbert con los subambientes deltaicos antes indicados.

La llanura deltaica (Fig. 3.6) es una zona de bajo relieve en la que generalmente dominan

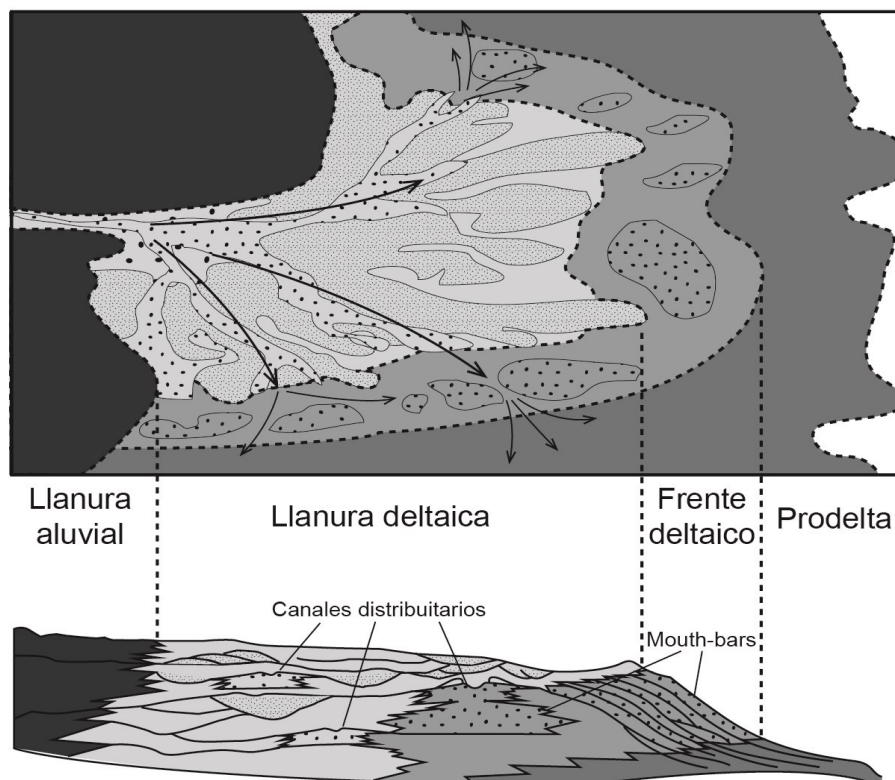
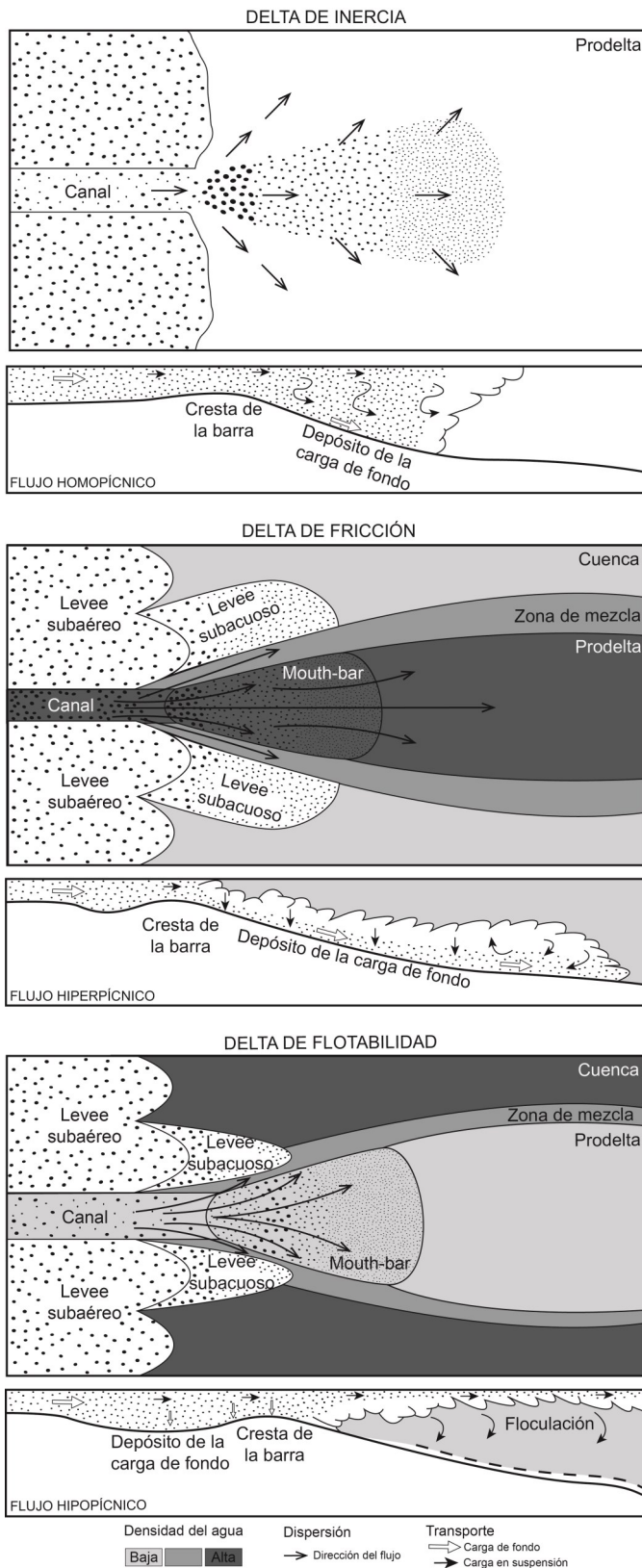


Fig. 3.6. Principales subdivisiones de un delta (modificada de McLane, 1995 y Reading y Collinson, 1996).

procesos fluviales con canales distributarios entre los que se desarrollan llanuras de inundación, marismas, lagunas, charcas... Las zonas entre canales suelen estar colonizadas por vegetación y afectadas por frecuentes procesos de desbordamiento de aquéllos. En estas zonas se depositan materiales groseros en relación con canales o lóbulos de desbordamiento y los materiales finos a partir de material transportado en suspensión; en las lagunas pueden precipitar sales.

En el frente deltaico, con mayor pendiente y tasa de sedimentación, se produce una brusca



interacción entre los aportes fluviales y la masa de agua en la que desembocan. Se deposita la mayor parte de la carga sedimentaria, normalmente arenas, aunque también sedimentos más finos en las partes más distales; se producen deformaciones de los sedimentos no consolidados y son características las turbiditas. Si dominan los procesos fluviales se generan barras de desembocadura (*mouth-bars*) y diques subacuados, cuya geometría, desarrollo y posición depende del tipo de flujo (homo-, hiper- o hipopícnico), el cual está relacionado con la densidad relativa entre las aguas del efluente y de la cuenca de recepción (Fig. 3.7).

El prodelta es el sector más distal y profundo, donde se depositan los sedimentos más finos por decantación desde las plumas de agua (Fig. 3.6 y 3.7). Tiene muy poca pendiente y supone una zona de transición entre los depósitos deltaicos y los propios de la cuenca, por lo que es muy típica la alternancia de depósitos terrígenos y carbonatados/evaporíticos finamente laminados. Además, es frecuente la bioturbación, los bioclastos y restos de materia orgánica y pueden encontrarse las facies distales de *slumps* y turbiditas procedentes del frente deltaico, así como parte de los materiales retrabajados en tormentas.

En cuanto a la clasificación de los sistemas

Fig. 3.7. Interacción entre las aguas del efluente y de la cuenca de recepción y tipos de deltas (de inercia, de fricción y de flotabilidad) atendiendo a la densidad relativa de sus aguas. Se indican los tipos de flujos (homopícnico, hiperpícnico e hipopícnico) y las morfologías de las plumas de flotación y barras de desembocadura formadas. Modificada de Bates (1953), Wrigth (1977), Orton y Reading (1993) y Rodríguez-López y

deltaicos, se han propuesto diversas aproximaciones desde la dinámica sedimentaria, forma, estructura, arquitectura, etc. (Fisher *et al.*, 1969; Coleman y Wrigth, 1975; Galloway, 1975; Orton, 1988; Postma, 1990; Bhattacharya y Walker, 1992; Dalrymple *et al.*, 1992; Orton y Reading, 1993). La primera con amplia difusión fue la de Galloway (1975), quien propuso tres tipos de sistemas según estuvieran dominados por la acción de ríos, oleaje o mareas. Esta división se basa principalmente en la distinta morfología en planta de los sistemas actuales, e introduce la suposición básica de que la morfología externa de los deltas refleja la distribución interna de sus facies y viceversa. La aproximación morfológica hace que sea una clasificación difícil de aplicar al registro geológico antiguo, por ello la mayoría de los trabajos posteriores matizan esta clasificación considerando también el tipo de sedimento y tamaño de grano dominante, y quitando peso a la morfología. El resultado extremo fue una clasificación más realista y completa (Orton y Reading, 1993; Reading y Collison 1996) pero compleja en su aplicación al existir más de 12 posibles categorías.

Recientemente, trabajos de comparación de sistemas antiguos y modernos apuntan a que la forma externa de los deltas no es indicativa necesariamente de su arquitectura interna (Rodríguez *et al.*, 2000; Fielding *et al.*, 2005; Olariu y Bhattacharya, 2006; Gani y Bhattacharya, 2007). La clasificación de Postma (1990), aunque de menor difusión, es más fácil de aplicar a sistemas antiguos, ya que se centra exclusivamente en las características del sistema alimentador, la profundidad de las aguas de la cuenca, el tamaño de sedimento y la flotabilidad del material que entra en la cuenca (Fig. 3.8). Además, esta clasificación tiene la ventaja de permitir aproximar a partir de estos parámetros el flujo y modelo de difusión de las aguas.

En este trabajo hemos utilizado la subdivisión más extendida actualmente en llanura deltaica, frente deltaico y prodelta. Por otro lado, dado que no tenemos control sobre la morfología en planta del sistema durante el Neógeno, se empleará en principio la clasificación de Postma (1990). Sí podemos en

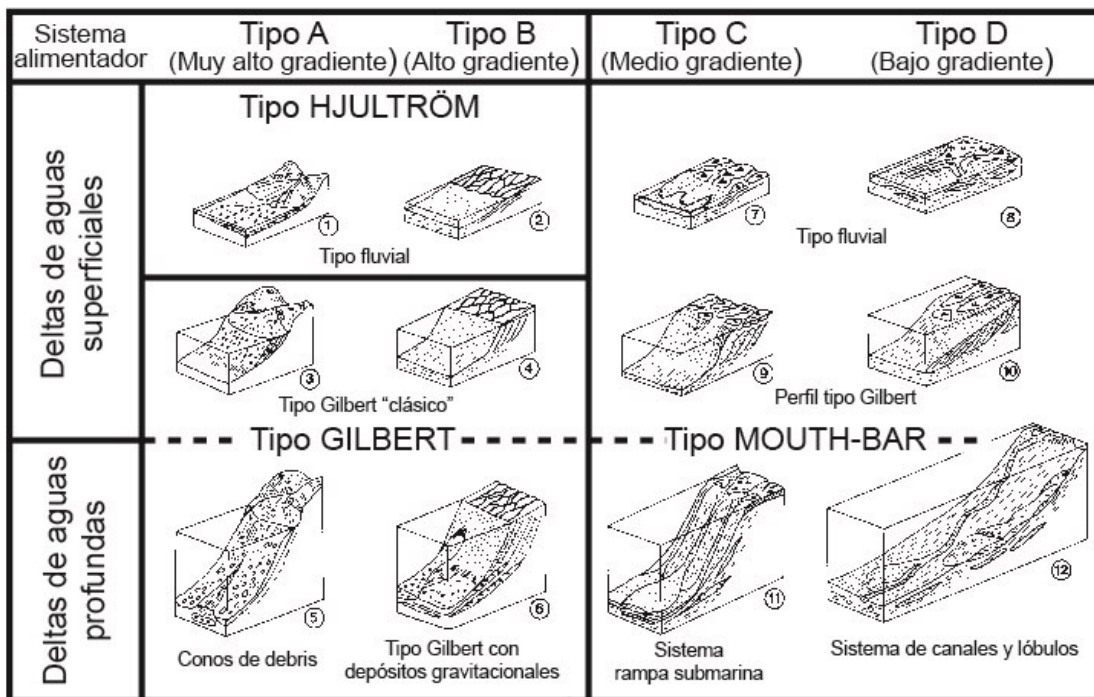


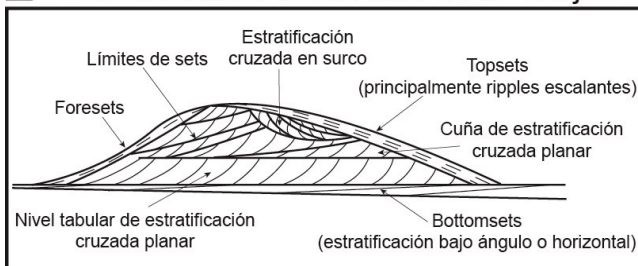
Fig. 3.8. Clasificación de los deltas en función del gradiente y morfología según Postma (1990) (tomada y modificada de Reading y Collinson, 1996).

cambio conocer parámetros como granulometría, predominantemente limosa como veremos en el caso estudiado, la existencia de abanicos aluviales alimentadores que drenaban a un lago salino poco profundo, la geometría de elementos como canales distributarios y barras de desembocadura, y una escasa o nula influencia de oleaje o mareas.

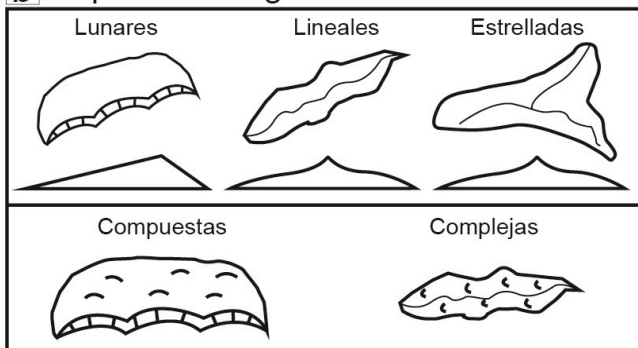
Sistemas eólicos

Los factores que condicionan la acumulación, morfología y tipo de depósitos eólicos son, entre otros, la disponibilidad de arena y su tamaño de grano, la energía, dirección y velocidad del viento, la cubierta vegetal, la presencia o ausencia de obstáculos topográficos y los cambios climáticos (Galloway y Hobday, 1983; Kocurek, 1996; Leeder, 1999; Pye y Tsoar, 2009). Estos depósitos se desarrollan en multitud de ambientes: desérticos, húmedos, costeros, vegetados, glaciales... lo que implica que exista una amplia variabilidad en la combinación de los factores anteriormente citados. La estructuración interna

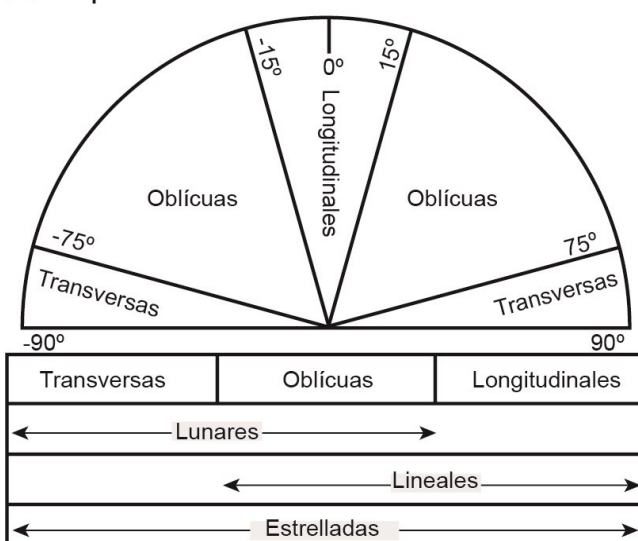
a) Estratificación idealizada de un barján



b) Tipos morfológicos



c) Tipos morfodinámicos



de las dunas está muy relacionada con la morfología externa de las mismas (e.g. Inman *et al.*, 1966; Brookfield, 1983; Mckee 1983; Pye, 1984; Illenberger, 1988; Kocurek *et al.*, 1992; Kocurek, 1996; Rainbird *et al.*, 2003; Wilkins y Ford, 2007), y ello ha repercutido negativamente en el establecimiento de una subdivisión y clasificación de los depósitos eólicos, ya que en muchos casos responden a criterios diferentes según los trabajos. A partir de ello, existe cierta controversia en relación con la terminología utilizada y no hay una clasificación ampliamente aceptada para este tipo de sistemas (Kocurek, 1996).

Al igual que ocurre con los deltas, la subdivisión en sectores de los ambientes eólicos responde a la suma de propuestas de varios autores. Éstas se han centrado en el tipo de proceso dominante y la estructura interna del depósito y, a partir de ello, distinguen zonas de dunas, interduna y mantos de arena (e.g. García-Hidalgo *et al.*, 2010). En las zonas dominadas por dunas se produce la acumulación del material transportado por saltación

Fig. 3.9. (a) Características de la estratificación interna idealizada de un barján en un sistema eólico (modificada de Pye, 2009). (b) Clasificación morfológica y (c) Clasificación morfodinámica de las dunas de Hunter *et al.* (1983) (tomadas y modificadas de Pye, 2009). La última clasificación analiza el ángulo entre la cresta de la duna y la direc-

debido a la deceleración de la masa de aire asociado a la interferencia con un cambio en la topografía (vegetación, depresión, irregularidad, escarpe). La morfología más común de una duna presenta una pendiente suave en la cara de barlovento y una cara de avalancha más inclinada en la de sotavento. La caracterización de su estructura interna se ha simplificado a la que presentan los barjanes (Pye y Tsoar, 2009), ya que muestran los principales tipos de estratificación que se pueden encontrar en cualquier duna (Fig. 3.9a). Las áreas de interduna son zonas relativamente planas que se desarrollan entre dunas y oscilan entre unos pocos metros y decenas de km². Estas zonas presentan depósitos generalmente de granulometría muy fina, arcillosa o limosa, que pueden encontrarse bastante modificados dependiendo de si se tratan de zonas secas, húmedas o erosivas. En función de ello, podrán mostrar pequeños *ripples*, vegetación y cicatrices erosivas, que a menudo están bien conservadas al ser cubiertas posteriormente por el avance de dunas adyacentes, representando la base del depósito. Los mantos de arena (*sand sheets*) se generan en superficies relativamente planas y pueden estar colonizados por vegetación o ser erosionados (total o parcialmente) por flujos acuosos. Internamente el depósito se caracteriza por la sucesión de láminas paralelas horizontales o de bajo ángulo, que comprenden granulometrías entre finas y muy gruesas (*pin-stripe lamination*; Fryberger y Schenk, 1988) y, en ocasiones, superficies crenuladas producidas por la migración de pequeños *ripples* escalantes subcríticos (Hunter, 1977; Kocurek y Dott, 1981; Mountney *et al.*, 1999), que pueden desarrollar *zibars* en su superficie, lo que indica que a pesar de no mostrar dunas están en movimiento.

Se han hecho muchos intentos para clasificar dunas basados en una combinación de la forma, número y orientación de las caras de avalancha con respecto a la dirección del viento predominante y el grado de movilidad de forma (e.g. Aufrère, 1931, 1933; Bryan, 1932; Melton, 1940; Hack, 1941; Smith, 1946; Kuhlman, 1960; Mainguet y Callot, 1974; Mabbutt, 1977; McKee *et al.*, 1977; McKee, 1979, 1983; Hunter *et al.*, 1983; Wasson y Hyde 1983; Mainguet, 1984; El-Baz, 1986). La primera clasificación ampliamente aceptada fue la de McKee (1979), que dividía estas acumulaciones de arena en tres categorías (simple, compuesta y compleja) en función de su morfología y del número de dunas presente. Posteriormente, Hunter *et al.* (1983) proponen una clasificación muy extendida y útil separando las dunas morfológica y morfodinámicamente en función del ángulo entre la cresta de la duna y la dirección del viento dominante (Fig. 3.9b y c). En cambio, esta última relación no siempre es directa, de manera que, por ejemplo, existen dunas con una componente oblicua (e.g. Carson y MacLean, 1985). El problema de estas clasificaciones es que están muy centradas en sistemas libres en los que el viento no encuentra mayores

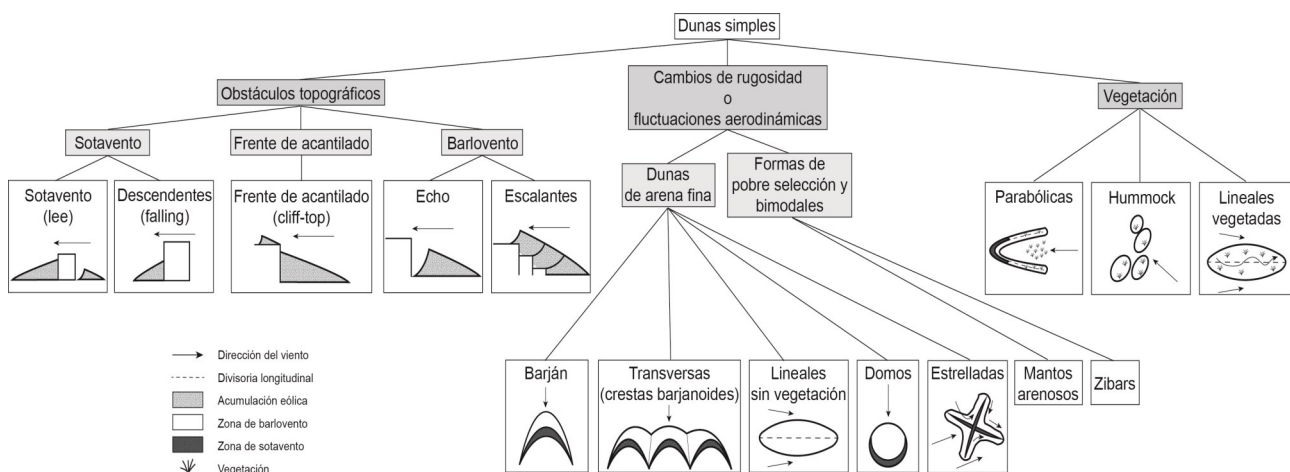


Fig. 3.10. Clasificación de los principales tipos de dunas propuesta por Pye (2009) teniendo en cuenta el papel de la

obstáculos que la vegetación o vaguadas, lo que excluye normalmente dunas costeras, escalantes o de barlovento, generalmente ligadas a escarpes topográficos notables (e.g. Tsoar, 1983; Howard, 1985; Gaylord y Dawson, 1987; Marsh y Marsh 1987). Por ello, la reciente síntesis de Pye y Tsoar (2009), que recoge información de distintas publicaciones y terminologías previas, supone la clasificación de dunas simples más completa y se basa en tres parámetros básicos: el tipo de la barrera topográfica, la morfología de las acumulaciones eólicas y la dirección del viento (Fig. 3.10).

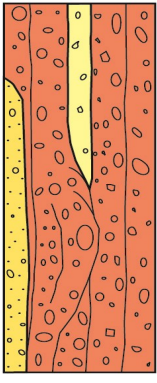
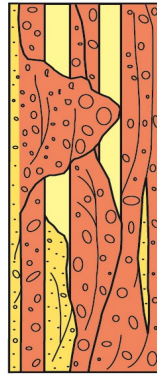
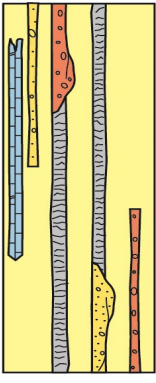
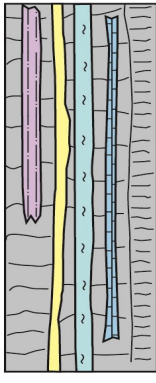
Teniendo en cuenta las pequeñas dimensiones del único campo eólico reconocido en la zona de estudio (área de Escorihuela) no se han diferenciado sectores dentro de este ambiente sedimentario, aunque a menor escala se interpretarán facies de duna, interduna y mantos de arena siguiendo la primera caracterización de litofacies realizada en esta zona por Rodríguez-López *et al.* (2012).

3.2. ASOCIACIONES DE LITOFACIES (A.L.)

Una litofacies individual basada, entre otros, en la litología, caracteres texturales, geometría de cuerpos sedimentarios, estructuras sedimentarias y presencia de fósiles puede tener poco valor en una interpretación sedimentológica a escala de cuenca. Su relación lateral y vertical con otras litofacies, que se consideran genéticamente relacionadas (asociación de litofacies) es el reflejo de una parte o del conjunto de procesos sedimentarios en un área localizada. Por ello, y dado el elevado número de litofacies individuales presentes, se ha optado por presentarlas agrupadas en asociaciones de litofacies (A.L.) que tengan, además y para incrementar su utilidad, una extensión suficiente para ser cartografiadas, permitiendo de este modo definir los principales modelos sedimentológicos que se reconocen en la cuenca. Por este motivo, algunas de las asociaciones que presentan internamente variaciones de carácter local han tenido que ser subdivididas.

Las asociaciones de litofacies (A.L.) presentadas en este trabajo muestran un carácter heterogéneo y son asociaciones cuantificadas, por lo que el principal criterio para su diferenciación ha sido la abundancia relativa de las distintas litologías. Se han diferenciado ocho asociaciones de litofacies principales, si bien algunas se han subdividido localmente (asociación de litofacies local) en función de la presencia de características particulares (Tabla 3.1): conglomerados (C, localmente BL), conglomerados y lutitas (CL, localmente CA), lutitas (L), carbonatos nodulosos (P, localmente H o PY), calizas y margas (KM, localmente K), yesos (Y), limos y carbonatos (LiK, localmente LiMY) y areniscas (A, localmente AL). Para cada una de ellas se va a realizar una descripción e interpretación detallada, si bien sus características principales (litología, textura, geometría, estructura interna) e interpretación están también resumidas en la tabla 3.1.

La distribución areal y situación en la cuenca de cada asociación de litofacies y, por tanto, de los principales ambientes sedimentarios se ha establecido a partir de su cartografía a partir de fotogramas aéreos (escalas 1:18000 y 1:33000) y datos de campo, y está representada en el mapa de asociaciones de litofacies (Fig. 3.11). En esta cartografía se han diferenciado únicamente las ocho asociaciones de litofacies o ambientes sedimentarios principales. Las subdivisiones realizadas en algunas de ellas, generalmente ligadas a cambios en el porcentaje de cada litología y que representan variaciones locales en los procesos de depósito, no muestran un desarrollo ni vertical ni areal suficiente para ser

Asociaciones de litofacies	Litología y Textura	Geometría y estructuras	Interpretación
<p>Conglomerados (C) Conglomerados (80-100%) Lutitas (0-20%) Areniscas (0-20%)</p> <hr style="border-top: 1px dashed black;"/> <p>Brechas y lutitas (BL) Brechas (90-100%) y Lutitas (0-10%)</p>	<p>Conglomerados granosostenidos o en ocasiones soportados por la matriz. Cantos cm-dm carbonatados y raros silíceos de angulares a subredondeados. Matriz lutítica o arenosa fina localmente abundante.</p> <p>Lutitas masivas con cantos mm-cm dispersos.</p> <p>Areniscas masivas de grano medio a muy grueso con cantos cm-dm poligénicos dispersos.</p>	 <p>m-dam</p> <p>5 m</p> <p>Niveles tabulares de espesor métrico con estratificación horizontal y ocasionalmente bases y cicatrices internas canaliformes.</p> <p>Cuerpos dm tabulares o cuneiformes.</p> <p>Niveles tabulares a cuneiformes de espesor dm.</p>	<p>Corrientes acuosas en canales o desconfinadas. Áreas de inundación escasamente preservadas.</p> <p>Flujos de masas tipo debris flow ocasionales.</p> <p>Sector proximal-medio de abanico aluvial</p>
<p>Conglomerados y lutitas (CL) Conglomerados (60-70%) Lutitas (20-30%) Areniscas (0-30%)</p> <hr style="border-top: 1px dashed black;"/> <p>Conglomerados y areniscas(CA) Conglomerados y Areniscas (40-60%) Lutitas (0-20%)</p>	<p>Conglomerados granosostenidos con cantos cm-dm carbonatados y con menos frecuencia silíceos de subangulares a subredondeados y matriz arenosa de grano medio-grueso.</p> <p>Lutitas masivas con cantos mm-cm carbonatados y silíceos dispersos.</p> <p>Areniscas masivas o laminadas, de grano fino a muy grueso con cantos cm-dm poligénicos dispersos.</p>	 <p>m-dam</p> <p>5 m</p> <p>Cuerpos de geometrías canaliforme laxa pero localmente canales de perfil en V acusado.</p> <p>Cicatrices internas canaliformes. Estratificación cruzada en surco, scours y en ocasiones imbricación.</p> <p>Cuerpos tabulares de potencia dm-m.</p> <p>Niveles tabulares o canaliformes de espesor dm-m con estratificación horizontal o cruzada en surco. Ocasionalmente laminación paralela o cruzada</p>	<p>Canales de poca sinuosidad con acreción lateral y barras conglomeráticas.</p> <p>Episódicamente se expandieron sobre llanuras de inundación.</p> <p>Sector medio de abanico aluvial</p>
<p>Lutitas (L) Lutitas (90-100%) Carbonatos nodulosos (0-10%) Calizas (0-10%) Conglomerados (0-5%) Areniscas (0-5%)</p>	<p>Lutitas masivas con nódulos carbonatados ocasionales.</p> <p>Niveles con nódulos carbonatados a veces con estructura prismática y clastos dispersos.</p> <p>Calizas masivas de textura mudstone-wackestone con gasterópodos a veces abundantes.</p> <p>Conglomerados granosostenidos con cantos mm-dm carbonatados o menos frecuente silíceos redondeados. Matriz lutítica.</p> <p>Areniscas masivas de tamaños de grano medio a muy grueso con cantos flotantes.</p>	 <p>m-dam</p> <p>5 m</p> <p>Niveles tabulares de espesor m-dam.</p> <p>Cuerpos tabulares de espesor m.</p> <p>Niveles tabulares de potencia dm.</p> <p>Cuerpos tabulares o laxamente canaliformes de espesor dm con ocasionales cicatrices internas irregulares.</p> <p>Niveles tabulares o canaliformes de espesor dm-m con ocasionales estratificación cruzada en surco, laminación cruzada y cicatrices internas irregulares.</p>	<p>Flujos desconfinados y localmente canales someros.</p> <p>Charcas carbonatadas y procesos pedogénicos frecuentes.</p> <p>Sector distal-llanura lutítica de abanico aluvial</p>
<p>Carbonatos nodulosos (P) Carbonatos nodulosos (70-100%) Lutitas y margas (0-30%) Calizas y Limos (0-20%)</p> <hr style="border-top: 1px dashed black;"/> <p>Heterolítica (H) Margas, Lutitas y Limos (30-40%) Carb. nodu. y areniscas (0-20%) Carbón (0-10%)</p> <p>Carbo. nodu. y yesos (PY) Carbonatos nodulosos y yesos (40-60%)</p>	<p>Carbonatos con morfología prismática y ocasionalmente nodular. Encajante lutítico o carbonatado.</p> <p>Lutitas y margas masivos o laminados con frecuentes gasterópodos y nódulos carbonatados.</p> <p>Calizas masivas. Textura wackestone con gasterópodos.</p> <p>Limos masivos o laminados con frecuentes gasterópodos y nódulos carbonatados.</p>	 <p>m-dam</p> <p>5 m</p> <p>Niveles tabulares de potencia dm-dam.</p> <p>Niveles tabulares de espesor dm-m con bioturbación, marmorización y rara brechificación.</p> <p>Niveles tabulares de espesor dm-m con bioturbación y rara brechificación.</p> <p>Niveles tabulares de espesor dm-m con bioturbación y rara brechificación.</p>	<p>Paleosuelos y charcas carbonatadas somerías.</p> <p>Oria palustre</p>

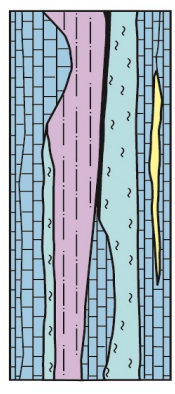
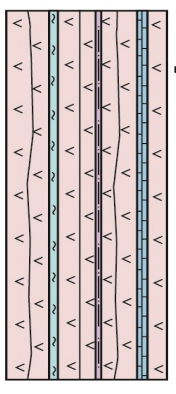
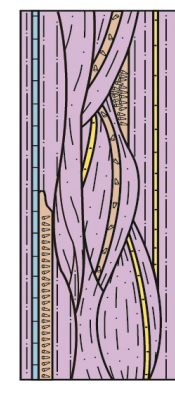
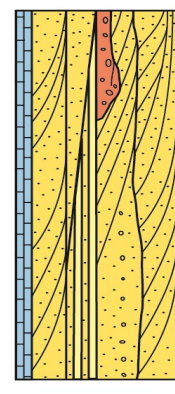
<p>Calizas y margas (KM)</p> <p>Calizas y Margas (50-60%) Limos (0-40%) Lutitas (0-10%) Carbón (0-5%)</p> <p>-----</p> <p>Calizas (K)</p> <p>Calizas (90-100%) Margas, Limos y Carbón (0-10%)</p>	<p>Calizas masivas o con bioturbación vertical. Textura mudstone a packstone con gasterópodos y restos vegetales.</p> <p>Margas y limos masivos o laminados con frecuentes gasterópodos; nódulos carbonatados en margas.</p> <p>Lutitas masivas.</p> <p>Carbones masivos con restos biocásticos y nódulos carbonatados y yesíferos.</p>	<p>Niveles tabulares o irregulares de espesor dm-m.</p> <p>Cuerpos tabulares de potencia dm-m.</p> <p>Niveles tabulares de potencia dm.</p> <p>Niveles tabulares de potencia dm.</p>		<p>Depósito subacuoso de carbonato. Ocasionalmente entradas de detriticos y de aguas dulces. Abundante vegetación enraizada.</p> <p>Sistema lacustre carbonatado somero con frecuentes oscilaciones de la lámina de agua</p>
<p>Yesos (Y)</p> <p>Yesos (90-100%) Calizas (0-10%) Margas (0-10%) Limos (0-10%)</p>	<p>Yesos masivos o nodulares. Ocasionalmente con bioturbación vertical y gasterópodos.</p> <p>Calizas masivas con nódulos carbonatados.</p> <p>Margas y limos masivas con gasterópodos.</p>	<p>Niveles tabulares de espesor dm-m.</p> <p>Estratos tabulares de potencia cm-dm.</p> <p>Niveles tabulares de potencia dm.</p>		<p>Precipitación subacuosa de yeso y de carbonato.</p> <p>Aportes de detriticos frecuentes. Abundante vegetación enraizada.</p> <p>Sistema lacustre salino-carbonatado</p>
<p>Limos y carbonatos (Lk)</p> <p>Limos (80-100%) Areniscas y Tobas (0-20%) Calizas y margas (0-10%)</p> <p>-----</p> <p>Limos, Margas y Yesos (LIMY)</p> <p>Limos, Margas y Yesos (30-50%)</p>	<p>Limos y areniscas masivos o laminados. Ocasionalmente con bioturbación vertical y gasterópodos.</p> <p>Tobas con facies de tallos y tobas detriticas.</p> <p>Calizas y margas masivas con gasterópodos.</p>	<p>Niveles tabulares, canaliformes o convexos de espesor dm-m con laminación paralela y cruzada, estratificación cruzada en surco, planar y de tipo hummocky. Ocasionalmente slumps y otras estructuras de deformación.</p> <p>Cuerpos tabulares y canaliformes de potencia cm-dm.</p> <p>Niveles tabulares de potencia dm.</p>		<p>Depósito de detriticos finos en canales y barras de desembocadura en llanura y frente deltaico. Vegetación enraizada en la zona superior.</p> <p>Sistema deltaico</p>
<p>Areniscas (A)</p> <p>Areniscas (80-90%) Lutitas (0-20%) Calizas y Conglomerados(0-10%)</p> <p>-----</p> <p>Areniscas y Lutitas (AL)</p> <p>Areniscas y Lutitas (50-60%) Conglomerados y Carb. nodu. (0-5%)</p>	<p>Areniscas de grano fino a grueso con cantos mm-cm carbonatados y silíceos dispersos. Ocasionalmente muestran horizontes de raíces calcificadas.</p> <p>Lutitas masivas o laminadas con bioturbación y nódulos carbonatados.</p> <p>Calizas masivas intensamente bioturbadas.</p> <p>Conglomerados granosostenidos con cantos mm-dm carbonatados o menos frecuente silíceos redondeados. Matriz arenosa fina.</p>	<p>Niveles tabulares de espesor dm-m con estratificación cruzada en surco, laminación paralela y cruzada. Capas con estratificación de bajo ángulo y ripples.</p> <p>Estratos tabulares de potencia cm-dm.</p> <p>Estratos tabulares de potencia cm-dm.</p> <p>Niveles tabulares y canaliformes de potencia dm-m.</p>		<p>Migración y acreción de dunas. Áreas interduna (secas o húmedas). Vegetación enraizada ocasional.</p> <p>Sistema eólico</p>

Tabla. 3.1. Descripción e interpretación de las asociaciones de litofacies principales y locales diferenciadas en el relleno neógeno del sector norte de la Cuenca de Teruel (color de cada litología como en figura 2.2).

cartografiadas. Por ello, estas asociaciones locales no han sido diferenciadas en el mapa de litofacies, pero sí se indica su localización geográfica cuando dichas asociaciones de litofacies locales son descritas. A continuación, se exponen las principales características de las asociaciones de litofacies distinguidas en este trabajo.

3.2.1. Conglomerados (C)

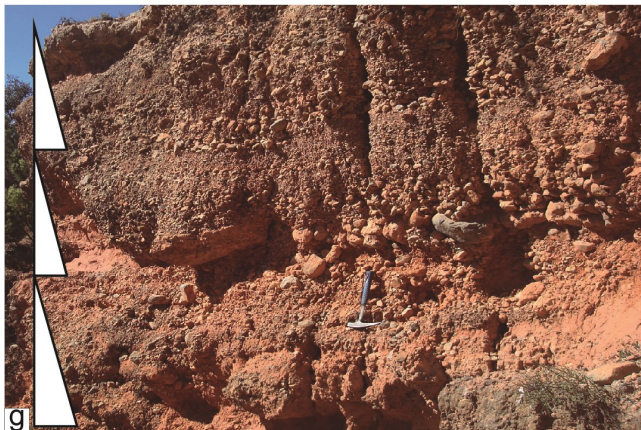
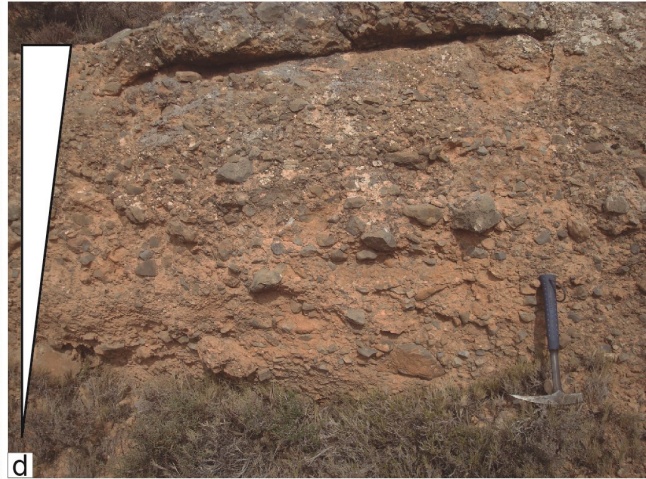
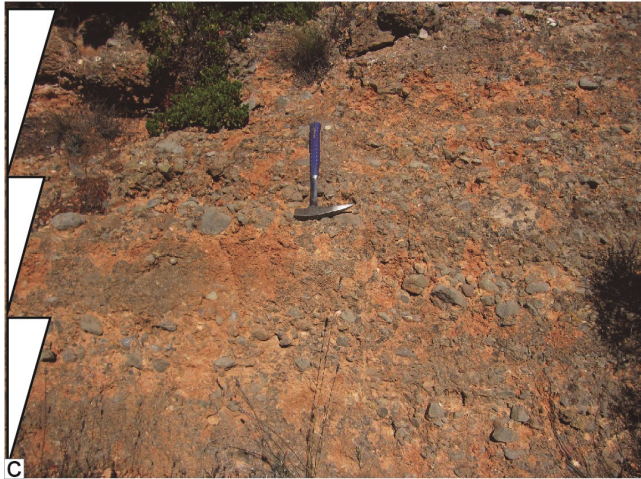
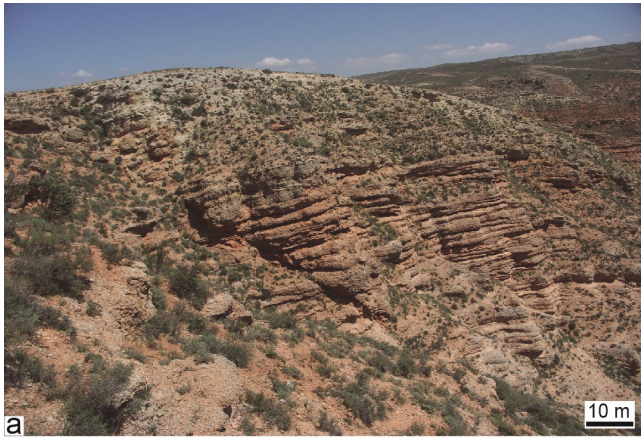
La asociación de litofacies conglomerados (C) está compuesta predominantemente por conglomerados (80-100%) que ocasionalmente intercalan lutitas y/o areniscas (0-20%) (Fig. 3.12a,b y Tabla 3.1). Esta asociación se ha reconocido, en el margen oriental de la cuenca, al pie de la Sierra de El Pobo y, en el margen occidental, más localmente en los parajes de La Serratilla, La Cuadrilla y El Muletón (Fig. 3.11).

Los conglomerados son grises y anaranjados. Presentan textura clastosoportada o más rara soportada por matriz, que es lutítica o arenosa de grano fino y de color anaranjado-marrónáceo (Fig. 3.12c,d). Los clastos son poligénicos (calcáreos grises, blancos, negros y amarillentos, y silíceos rojos y ocre), en general angulosos a subredondeados (Fig. 3.12c,d) y con diámetro de centimétrico a decimétrico, si bien se reconocen en ocasiones cantos que superan ampliamente el máximo representativo y pueden alcanzar 80 cm de diámetro (Fig. 3.12e,f). Estos materiales se disponen en paquetes tabulares, de potencia decimétrica a métrica, con estratificación horizontal debida a variaciones granulométricas relacionadas con el desarrollo de secuencias granocrecientes o granodecrescentes (Fig. 3.12c,d,e,g). Más localmente, se reconocen cuerpos canaliformes de potencia métrica con escasa organización interna en general, que muestran cicatrices internas también canaliformes; en ocasiones se reconoce estratificación horizontal por cambios granulométricos y cantos imbricados de gran tamaño (Fig. 3.12b,g,h). La parte superior de algunos de los niveles erosivos canaliformes es lateral de los cuerpos tabulares.

Las lutitas y areniscas, de grano medio a muy grueso, son naranjadas y marrones, masivas y a menudo incluyen cantos heterométricos carbonatados grises y silíceos rojos redondeados, heterométricos (centimétricos-decimétricos). Aparecen en estratos tabulares de potencia decimétrica que pueden exhibir bioturbación y puntualmente nodulización. Los escasos análisis granulométricos realizados en areniscas de esta asociación (Fig. 3.13a) evidencian muestras poco seleccionadas y con dos distribuciones dominantes. En una domina la carga de fondo (tracción + saltación; entre 70 y 90%) frente a la suspensión. Cuando existe población de tracción (en general siempre muy escasa), se pone de manifiesto el retrabajamiento del material, como así lo sugiere la complejidad en el tránsito de tracción a saltación en el que muchas veces se reconocen dos truncaciones. Este tipo de distribuciones se corresponde con niveles en los que se han reconocido estructuras sedimentarias de corriente. En la otra distribución, que se corresponde con cuerpos masivos, domina el transporte por suspensión, que en todos los casos supera el 95% y, a veces, el 99%, como se deduce de la existencia de una única población sin truncamientos.

Interpretación

La litofacies de conglomerados descrita es resultado, dependiendo de sus caracteres texturales, del desarrollo de flujos de sedimentos gravitacionales de alta densidad (*debris flows*) o de flujos acuosos



tractivos muy concentrados y desconfiados, que tienen lugar esporádicamente y de forma muy energética (*flash flood*) en relación con importantes avenidas. La alternancia de niveles de conglomerados sostenidos por la matriz y granosostenidos apuntaría a la actuación frecuente de ambos procesos de transporte. Ocasionalmente, en periodos de baja descarga acuosa el agua discurriría por canales.

Los niveles con ciclos granocrecientes, clastosoportados o soportados la matriz, se relacionan con flujos tipo *debris flow*. Estos flujos de masas se comportan de forma más cohesiva, de manera que las partículas son transportadas por la acción de la gravedad sobre un conjunto dominado por el sedimento pero con una importante cohesión entre éste y el agua (e.g. Lowe, 1979). El sedimento embebido en agua actúa como lubricante, especialmente en la zona basal del *debris flow*, facilitando el movimiento y el desplazamiento de los cantos, incluso de gran tamaño (Lowe, 1976, 1982; Dasgupta, 2003; Einssele, 2013). En algunos casos, en cambio, la presión dispersiva intergranular fue el principal control del movimiento, como indicaría la distribución más o menos uniforme de los cantos en la matriz en algunos niveles (Lowe, 1982). Las condiciones necesarias para que se generen flujos gravitacionales implican la existencia de un área fuente que proporcione materiales capaces de generar este tipo de flujos, apuntando a laderas con baja vegetación, acumulación en pendientes topográficas relativamente abruptas y lluvias intensas o prolongadas (Beaty, 1970; Bull, 1972; Hampton, 1979; Wasson, 1977). A pesar de ello, tal y como indica Einsele (2013), la generación de estos depósitos no necesita de fuertes pendientes, pudiendo desencadenarse con inclinaciones de 0,1 a 1°.

Los flujos concentrados tractivos tipo *flash flood*, muy cargados en agua y sedimentos, se desconfiaban al salir del frente montañoso, lo que implica una brusca pérdida de la capacidad de transporte y, como consecuencia, el depósito del material transportado como carga de fondo a modo de mantos en las zonas próximas al cañón. La existencia de cantos de diámetro superior al máximo representativo (*outsized clast*) es típica de este tipo de corrientes (Postma y Roep, 1985; McLane, 1995). Debido a la pérdida progresiva de energía aguas abajo o durante descargas menos energéticas, tuvo lugar la sedimentación del material más fino, que en parte se pudo infiltrar entre los cantos previamente depositados, como muestra la mala selección de muchos depósitos. En relación con los niveles con granoselección, la elevada concentración de cantos en el flujo y la presión dispersiva originada por la colisión entre ellos pudo tener gran relevancia en el proceso de transporte y originarse, como consecuencia, una gradación negativa. La gradación positiva reconocida en algunos casos pondría de manifiesto la importancia del agua en el proceso de transporte y selección durante algunos episodios.

La escasa presencia y entidad de cuerpos canalizados en relación con esta asociación se relaciona con periodos de menor energía de las descargas acuosas, en los que se desarrollaron canales someros de baja sinuosidad y escasa movilidad lateral. Las cicatrices internas representan un relleno multiepisódico de los canales relacionados con variaciones de la descarga. En relación con estos depósitos durante los episodios muy energéticos el material se movilizó por *rolling*, como indican los cantos de mayor tamaño imbricados, que junto con la estratificación horizontal, apuntarían al desarrollo de

Fig. 3.12. Aspecto de campo de la A.L. Conglomerados (C). **(a)** Aspecto general de la asociación en el entorno de Los Alcamines. **(b)** Aspecto típico de la asociación en el Bco. Galindo con cuerpos laxamente canaliformes y tabulares. **(c)** Detalle de conglomerados granosostenidos compuestos por cantos calizos angulosos en secuencias granocrecientes. **(d)** Detalle de secuencia granocreciente en conglomerados poligénicos subangulosos-subredondeados. **(e)** Secuencia granodecreciente en niveles laxamente canaliformes en los que destacan cantos que superan la media del depósito. **(f)** Detalle de un *outsized clast* anguloso. **(g)** Secuencias granodecrecientes que componen la estratificación horizontal en la que destacan cantos imbricados. **(h)** Detalle de un cuerpo canaliforme masivo de grandes dimensiones pasando

3. Sedimentología

barras longitudinales. La relación lateral que presentan estos niveles canaliformes con cuerpos tabulares refleja el desconfinamiento y desbordamiento de los canales en los momentos de muy alta descarga.

Los materiales más finos como arenas y lutitas, dispuestos sobre los cuerpos conglomeráticos, marcan periodos de muy baja energía y escasa descarga en el sistema, en relación con los que se produjo la decantación del material transportado en suspensión. Los procesos de transporte interpretados son coherentes con los resultados granulométricos sobre arenas, existiendo cuerpos dominados por la carga de fondo y otros representativos de corrientes con importante carga en suspensión, lo que es

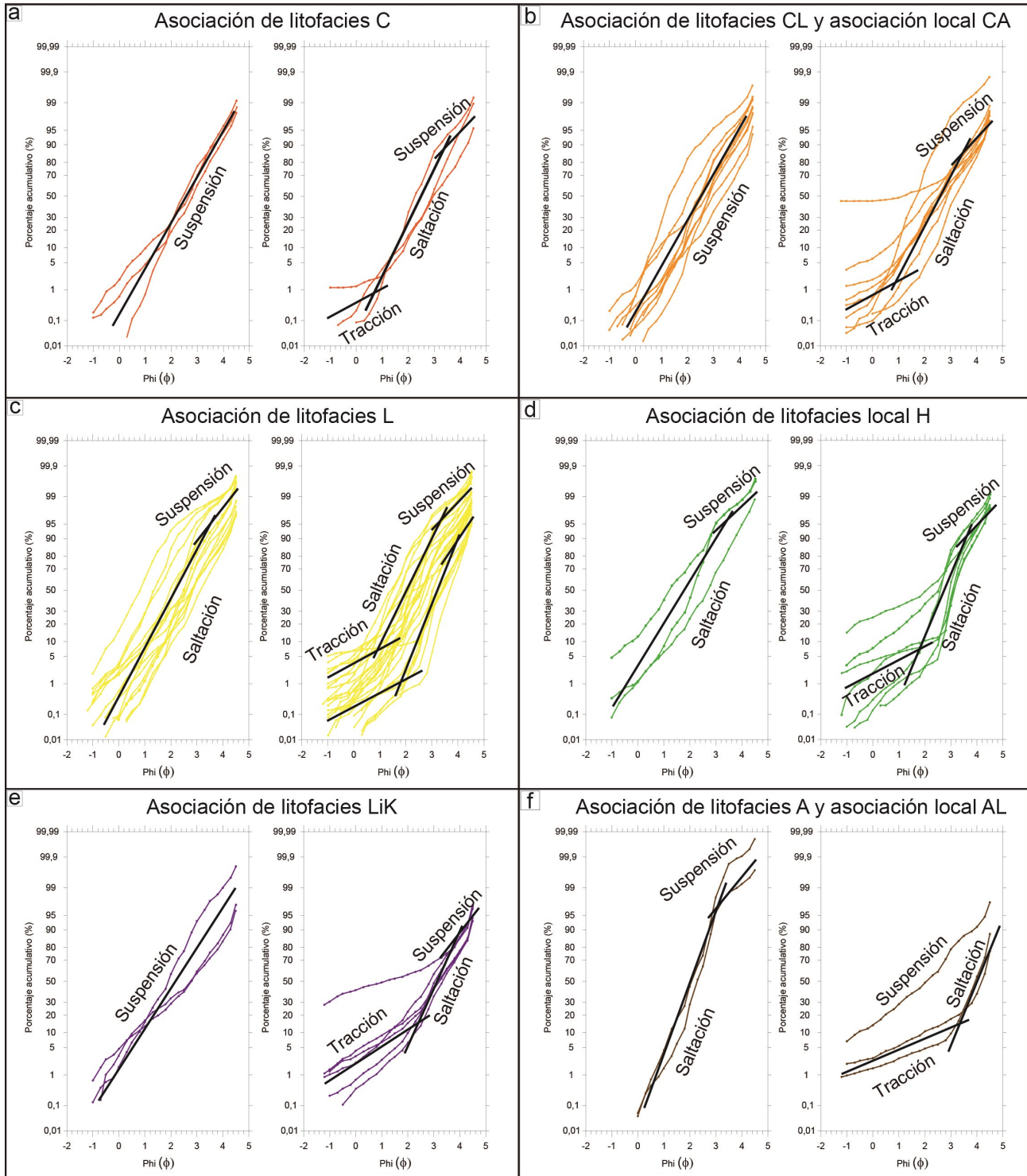


Fig. 3.13. Curvas granulométricas de arenas procedentes de las distintas asociaciones de litofacies. **(a)** A.L. Conglomerados (C). **(b)** A.L. Conglomerados y Lutitas (CL) y A.L. local Conglomerados y arenas (CA). **(c)** A.L. Lutitas (L). **(d)** A.L. Carbonatos nodulosos (P) y A.L. local Heterolítica (H). **(e)** A.L. Limos y carbonatos (LiK). **(f)** A.L. Arenas

representativo de flujos viscosos que mantienen el material en suspensión (Visher, 1969). Dado que en general los tamaños de grano no varían, se considera que las variaciones en la descarga darían lugar a los distintos tipos de distribuciones observados.

A partir de las interpretaciones planteadas, la asociación de litofacies conglomerados (C) se asocia a las partes proximales de abanicos aluviales según la terminología de McGowen y Groat (1971). En función de su composición litológica, su localización en la cuenca y de las paleocorrientes medidas, las áreas fuentes tendrían que estar localizadas en las partes altas de los relieves jurásicos de la Sierra de El Pobo, Sierra Palomera y Sierra Gorda.

A.L. local: Brechas y Lutitas (BL)

Esta asociación de litofacies local de brachas y lutitas (BL) está formada predominantemente por brechas (90-100%), sin organización interna, que intercalan lutitas (0-10%) (Fig. 3.14a,c y Tabla 3.1). La asociación BL se reconoce exclusivamente ligada a los paleorrelieves de materiales jurásicos en la zona noroccidental (El Tamborero o Puente de la Venta) de la zona de estudio (Fig. 3.11). Más concretamente, aparecen ligados a superficies de paleorrelieve que presentan buzamientos elevados (de hasta 40°).

Las brechas son monogénicas, anaranjadas, presentan textura no clatsoportada con matriz lutítica o arenosa de grano fino y color anaranjado. Están compuestas por cantos calcáreos grises, angulosos a subredondeados marcadamente heterométricos, con diámetros que oscilan de 8 a 40 cm (Fig. 3.14a,b). Se disponen en niveles tabulares de espesor métrico, raramente con bases erosivas, masivos o, en ocasiones, con granoselección negativa y costras carbonatadas centimétricas. Existen niveles

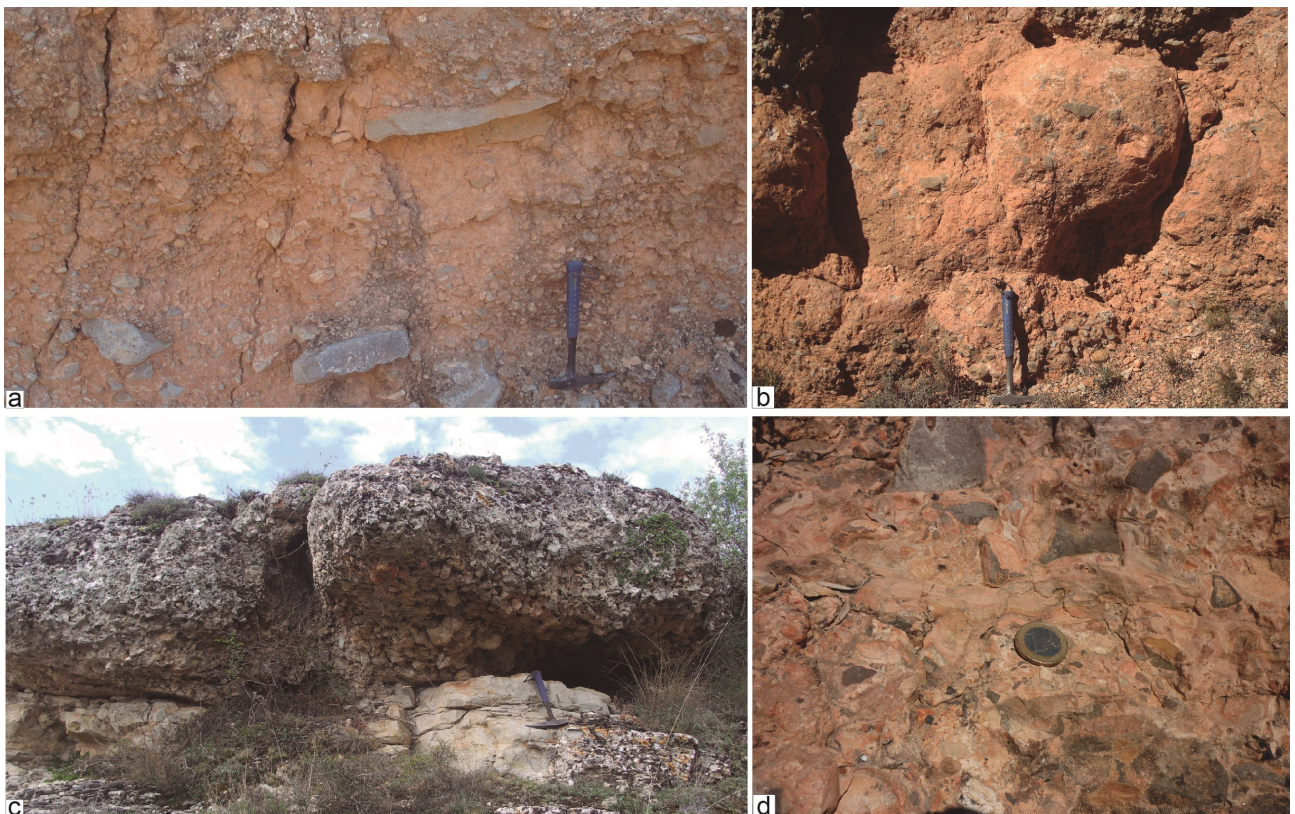


Fig. 3.14. Aspecto de campo de la A.L. local Brechas y Lutitas (BL). **(a)** Aspecto típico de la asociación BL compuesta por grandes cantos angulosos en el entorno del paleorelieve jurásico del Tamborero. **(b)** Detalle de la asociación con

clastosoportados que no presentan matriz (Fig. 3.14c), en relación con los que posteriormente se han generado costras y cemento carbonatado (Fig. 3.14d).

Las lutitas, masivas, se organizan en estratos tabulares de potencia decimétrica e incluyen cantos calcáreos angulosos y subangulosos heterométricos nunca superiores a 20 cm de diámetro (Fig. 3.14b). Suelen presentar costras carbonatadas intercaladas.

Interpretación

Las características de los niveles brechoides, soportados por matriz de grano fino y con ausencia de bases erosivas, se interpreta como la acción de flujos gravitatorios tipo *mud flows* o *debris flows* (ver interpretación en asociación C). Por otro lado, los niveles brechoides clastosoportados con bajo o nulo contenido de matriz se corresponden con depósitos de tipo *sieve* (e.g. Bull y McPherson, 1994; Nemeč y Postma, 1995) formados al pie de taludes (Lowe, 1982; Nichols, 2009). En los flujos relacionados con estos depósitos, la suspensión se adquiere por el choque entre clastos, siendo el fluido que actúa como lubricante, el agua o el aire, lo que facilita la generación de evoluciones granocrecientes. Recientemente, Milana (2010) propone que la generación de depósitos tipo *sieve* está ligada a características como escasez de material fino en el área fuente, carga de fondo significativa, elevadas pendientes con alta permeabilidad del sustrato y descargas moderadas, que favorecen la infiltración. La generación de estos depósitos necesita además de la existencia de pendientes de 18-37° (Einsele, 2013). En nuestro caso, los depósitos estaban adosados a paleorrelieves jurásicos con superficies de contacto que presentaban buzamientos de hasta 40°, existiendo, por tanto, pendiente suficiente para favorecer el desarrollo de los procesos mencionados.

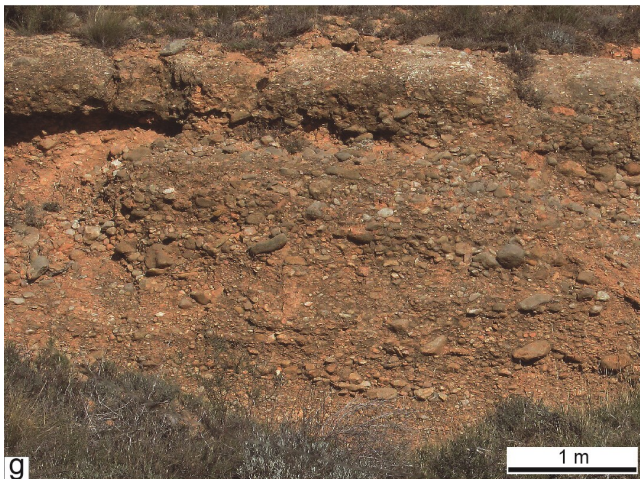
Las lutitas en esta asociación marcan periodos de baja descarga y energía, cuando el material se depositaría por un predominio de procesos de tipo *mud flows* o por decantación en el caso de los episodios más acuosos.

La A.L. local de brechas y lutitas (BL) se corresponde, siguiendo la nomenclatura de McGowen y Groat (1971), con la parte proximal de un abanico aluvial de muy corto recorrido. En función de la litología exclusivamente calcárea y la angulosidad y tamaño de los cantos, el área fuente se situaría en los propios paleorrelieves a los que aparece adosada.

3.2.2. A.L. Conglomerados y Lutitas (CL)

La asociación de litofacies de Conglomerados y Lutitas integrada por conglomerados (60-70%) y lutitas (20-30%) con intercalaciones de areniscas (0-20%) (Fig. 3.15a,b y Tabla 3.1). Esta asociación se encuentra ampliamente desarrollada en el sector occidental de la zona de estudio (Fig. 3.11). En el margen oriental, la litofacies CL es prácticamente inexistente, salvo en las zonas de Valdecebro (al sur), Cuevas Labradas (zona central) y en las inmediaciones de Villalba Alta (al norte).

Fig. 3.15. Aspecto de campo de la A.L. Conglomerados y Lutitas (CL). **(a)** Aspecto general de la asociación CL en el entorno de El Tamborero. **(b)** Aspecto típico de la asociación en la zona de la Fuente de Valdeagua, con cuerpos canaliformes y tabulares de conglomerados, areniscas y lutitas. **(c)** Detalle de un nivel canaliforme de conglomerados granosostenidos constituido por cantos heterométricos subredondeados y con alas de expansión a techo. **(d)** Detalle de un nivel canaliforme que presenta distintas secuencias individualizadas por cicatrices internas. **(e)** Detalle de una estratificación cruzada planar en un nivel canaliforme. **(f)** Detalle de una estratificación horizontal en un nivel canaliforme en el que destaca la variación granulométrica. **(g)** Detalle de cantos imbricados en un nivel laxamente canaliforme



Los conglomerados, grises o anaranjados, son clastosoportados, con matriz arenosa de grano fino a muy grueso marrón o anaranjada. Están compuestos por cantos calcáreos, silíceos y cantos blandos, redondeados a subangulosos, y con elevada heterometría (diámetro de milimétrico a 60 cm), siendo los de mayor tamaño aquéllos de litología calcárea. Se disponen en paquetes con geometría tabular o canaliforme de espesor métrico. Los niveles tabulares no muestran organización interna, sólo puntualmente se reconocen secuencias granocrecientes. Los niveles canaliformes (Fig. 3.15c,d) presentan con frecuencia estratificación cruzada en surco, estratificación cruzada planar (Fig. 3.15e), estratificación horizontal (Fig. 3.15f), imbricación de cantos (Fig. 3.15g) y *scours* en las bases (Fig. 3.15h). Presentan superficies internas también canaliformes que individualizan secuencias granodecipientes de potencia

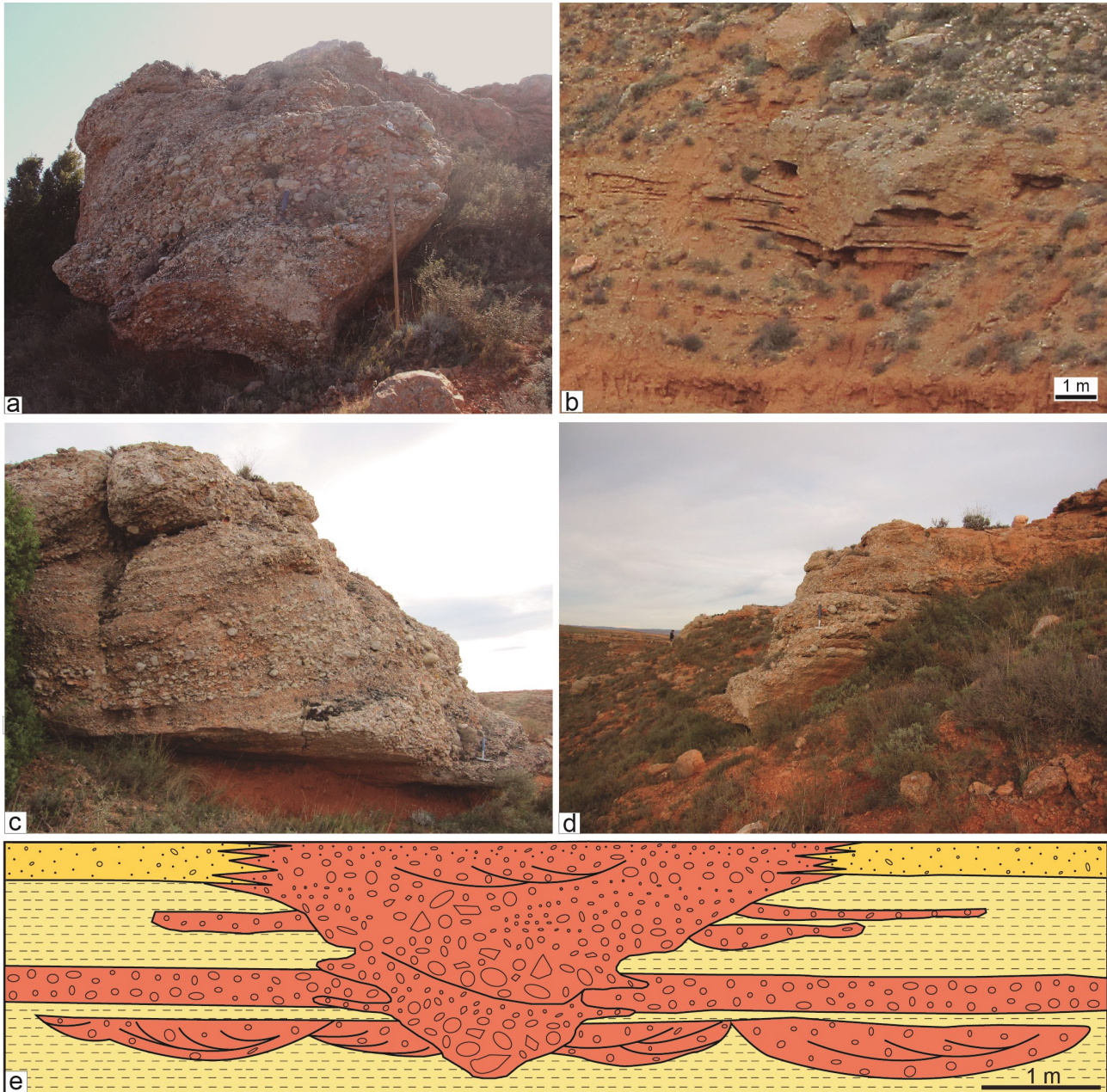


Fig. 3.16. La arquitectura de los canales con acusado perfil en V y sus alas de expansión en la A.L. Conglomerados y Luitas (CL). **(a)** Aspecto típico de la sección transversal de los canales en el entorno de El Tamborero, destacando el relleno multiepisódico. **(b)** Canal con perfil acusado en V incidiendo sobre capas tabulares de conglomerados y luitas infrayacentes; se intuye el relleno multiepisódico y destacan las potentes alas de expansión a techo. **(c)** Detalle longitudinal de un canal con perfil en V en el que destaca la estratificación cruzada en surco, la distribución de las granulometrías mayores en la parte inferior de las secuencias y los *scours* en la base del cuerpo. **(d)** Detalle de un nivel canaliforme que presenta el tránsito de las alas de expansión arenosas a techo. **(e)** Esquema idealizado de las características

decimétrica-métrica, formadas por niveles microconglomeráticos o secuencias grava-gravilla. En ocasiones, las bases erosivas están muy desarrolladas, con un perfil en V acusado (Fig. 3.16a,b), mostrando en sus partes centrales los cantos de mayor tamaño (Fig. 3.16a,c). Lateralmente, la parte superior de los canales presenta alas de expansión, a veces, de composición arenosa que incluyen cantos centimétricos (Fig. 3.16b,d,e).

Las lutitas son anaranjadas y marrones, masivas, y aparecen en estratos tabulares de potencia decimétrica a métrica con frecuente bioturbación y nódulos carbonatados (Fig. 3.15b,c,d). Ocasionalmente, se reconocen cantos poligénicos redondeados dispersos de tamaño milimétrico o centimétrico y costras carbonatadas.

Las areniscas, normalmente masivas, son de grano medio y se disponen en niveles tabulares o lenticulares de espesor decimétrico. A menudo incluyen cantos redondeados heterométricos de composición carbonatada o silíceo. Sólo ocasionalmente presentan laminación paralela o cruzada y bioturbación a techo.

Interpretación

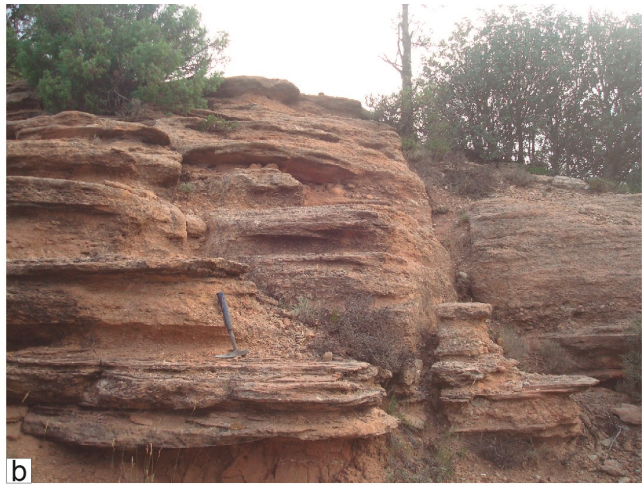
Los conglomerados se interpretan como el resultado de la acción de flujos acuosos tractivos en zonas de baja pendiente. En función de modificaciones en la energía y descarga de la corriente acuosa, estos flujos pudieron ser canalizados o desconfiados. El gran número de cuerpos canalizados indica un predominio de descargas poco energéticas y confinadas en cursos de baja sinuosidad. Las cicatrices internas canaliformes ponen en evidencia un relleno multiepisódico de los canales (*e.g.* Friend *et al.*, 1979; Reading, 1996), de forma que cada episodio comienza con una cicatriz erosiva y acumulación de gravas, y conforme disminuye la energía de la corriente se depositan los materiales más finos. La estratificación horizontal y cruzada planar evidencian el crecimiento aguas abajo de barras de gravas longitudinales o localmente transversas durante los periodos de avenida. Los materiales finos (arenas y lutitas) se depositaron durante episodios de baja descarga, bien infiltrándose entre los materiales groseros de canales y barras o tapizándolos (Miall, 1978, 1996).

En esta litofacies se encuentran canales aislados de conglomerados con perfil en V muy acusado similares a los descritos por Fernández *et al.* (1993) que presentan a techo alas de expansión. Estos inciden no sólo sobre las lutitas infrayacentes, sino también sobre niveles conglomeráticos tabulares. Los canales muestran una zona inferior marcadamente erosiva con grandes cantos y una superior que evidencia desbordamiento y generación de alas de expansión, dando lugar a cuerpos tabulares de gravas y arenas. Las acusadas incisiones que representa la base puede estar causada por cambios en el régimen hídrico, una bajada del nivel de base o por un aumento de aportes desde el área fuente (Fernández *et al.*, 1993), si bien el contexto en el que se desarrollaron estas facies nos lleva a inclinarnos por la segunda interpretación.

Los depósitos lutíticos tabulares se corresponden con el desarrollo de llanuras de inundación adyacentes a los canales e indican que la movilidad lateral de éstos no era muy acusada, quizá también debido a la colonización de las mismas por vegetación que inducía una alta estabilidad.

A la vista de las características descritas y de su interpretación, la asociación de litofacies

3. Sedimentología



Conglomerados y Lutitas (CL) se asocia con las partes medias de abanicos aluviales en el sentido de McGowen y Groat (1971).

A.L. local: Conglomerados y Areniscas (CA)

La asociación de litofacies local Conglomerados y Areniscas (CA) está formada por conglomerados (40-60%) y areniscas (40-60%) con intercalaciones de lutitas (0-20%) (Fig. 3.17a,b y Tabla 3.1). Esta asociación se ha reconocido en el margen oriental de la cuenca, al pie de la Sierra de El Pobo, en la zonas de Cuevas Labradas, Peralejos y Teruel y, más localmente, en su margen occidental, cercana a la Sierra Palomera (Fig. 3.11).

Los conglomerados son grises o marrones con textura clastosoportada. Los clastos son poligénicos, subangulosos a redondeados y con marcada heterometría. En general, se trata de cantos calcáreos, silíceos y cantos blandos, de tamaño centimétrico a decimétrico (Fig. 3.17b,c,f), reconociéndose, en ocasiones, cantos que alcanzan 60 cm de diámetro. La matriz es arenosa de grano medio a muy grueso y de tonos anaranjados y marrones. Estos materiales se disponen en paquetes tabulares o canaliformes de potencia decimétrica a métrica. Los tabulares muestran escasa organización interna, aunque ocasionalmente pueden presentar estratificación horizontal debida a variaciones granulométricas y desarrollo de secuencias grava-gravilla (Fig. 3.17b,c). Los paquetes canaliformes presentan cicatrices internas también canaliformes que individualizan secuencias grava-gravilla, estratificación cruzada en surco y planar, *scours* y cantos imbricados. En muchas ocasiones, los niveles conglomeráticos muestran pasadas arenosas de grano medio-grueso (Fig. 3.17c,f).

Las areniscas, marrones o naranjas, son de grano fino a muy grueso y se disponen en niveles tabulares o canaliformes de potencia decimétrica a métrica. Es frecuente la presencia de cantos subredondeados a redondeados, calcáreos o silíceos, de hasta 20 cm de diámetro, que pueden aparecer dispersos o formando *lags* (Fig. 3.17d). Los niveles tabulares exhiben una elevada organización y buena selección, con estratificación cruzada planar (Fig. 3.17d,e), estratificación cruzada en surco, laminación paralela y cruzada (Fig. 3.17e,g,h) y *ripples*. Localmente, muestran bioturbación, en ocasiones acompañada de nódulos de carbonato. Las granulometrías realizadas a las areniscas, que también incluyen a las de la asociación CL, muestran en general baja selección y tres tipos de distribuciones (Fig. 3.13b). Existen muestras procedentes de cuerpos canaliformes, pero también tabulares, con tres poblaciones: tracción (a veces con retrabajamiento), saltación y suspensión; en ellas la carga de fondo se encuentra normalmente entre 60 y 85%, si bien hay muestras con más del 95%. En el segundo tipo de distribución se encuentra representadas poblaciones de tracción y suspensión, dominando claramente la segunda (en general más de 95%); en general son muestras peor clasificadas que las anteriores. El tercer tipo se corresponde con muestras con población exclusiva de suspensión, como también había sido

Fig. 3.17. Aspecto de campo de la A.L. local Conglomerados y Areniscas (CA). **(a)** Aspecto general de la asociación CA en el entorno del barranco del Peral. **(b)** Aspecto típico de la asociación en la zona del Salto del Montalvo. **(c)** Detalle de las secuencias de un nivel tabular de conglomerados con cantos heterométricos subredondeados que intercala un nivel de areniscas con laminación horizontal. **(d)** Detalle de un nivel tabular que presenta *lags* de cantos a la base y estratificación cruzada en surco. **(e)** Detalle de niveles de areniscas con estratificación cruzada planar entre dos niveles con estratificación horizontal. **(f)** Detalle de una alternancia de niveles conglomeráticos y arenosos, estos últimos muestran laminación horizontal y cruzada planar. **(g)** Detalle de un nivel de areniscas que muestra una alternancia entre laminación cruzada, laminación paralela y algún *ripple* no muy bien conservado. **(h)** Detalle de areniscas con

interpretado para la A.L. Conglomerados. Las dos últimas distribuciones se corresponden con cuerpos tabulares.

Las lutitas son anaranjadas y marrones, masivas y aparecen en estratos tabulares de potencia decimétrica a métrica con frecuente bioturbación y nódulos carbonatados (Fig. 3.17d). Ocasionalmente, se reconocen cantos poligénicos redondeados dispersos de tamaño milimétrico-centimétrico y costras carbonatadas.

Interpretación

Los cuerpos más groseros de conglomerados se formaron por la actuación de flujos tractivos de carácter perenne-semiperenne que pudieron ser desconfinados o canalizados. Los cuerpos tabulares menos organizados, formados por conglomerados y areniscas con poca selección y cantos decimétricos flotantes, se relacionan con depósitos de tipo *sheetflood*, apuntando a la existencia de flujos de carácter más laminar, de alta energía y concentración durante episodios de corta duración (e.g. Nichols, 2009). Corresponderían con la parte distal de los flujos desconfinados que se originan en las zonas proximales de abanicos aluviales. La aparición de niveles tabulares con estas características en continuidad con depósitos de canal muestra que se generaron como resultado del desbordamiento de éstos en momentos de fuerte avenida o incremento en la descarga. Los resultados de análisis granulométricos sobre arenas son coherentes con las interpretaciones anteriores, con cuerpos canaliformes y tabulares con predominio de carga de fondo y retrabajamiento de material, y otros tabulares con predominio del transporte en suspensión como resultado de la existencia de corrientes energéticas y concentradas; dado el carácter tabular de los depósitos de los que proceden, estos últimos se relacionan con corrientes desconfinadas, depósito rápido y poca capacidad de clasificación del sedimento.

Los conglomerados y areniscas organizados representan el depósito en canales someros dominados corrientes tractivas de energía moderada en los que, en momentos de alta descarga, se desarrollaron barras longitudinales y, localmente, transversales que migraron (Hein y Walker, 1977; Miall, 1985), mientras que durante los episodios de menor descarga, las barras serían remodeladas, formándose *bedforms* arenosos también en su parte superior o en los surcos de los canales (Galloway y Hobday, 1983; Luzón, 2001). Las arenas con laminación horizontal representan condiciones de alto régimen de flujo.

Lateralmente a los canales se desarrollaron zonas de inundación, a menudo expuestas, donde se depositaron las areniscas finas y las lutitas y se vio favorecido el desarrollo de vegetación, cuyos sistemas de raíces bioturbaron el depósito. La vegetación favoreció la existencia de orillas más cohesivas que inhibían la migración lateral de los canales.

Esta asociación de litofacies local Conglomerados y Areniscas (CA) se asocia, según la terminología de McGowen y Groat (1971), a las partes medias de abanicos aluviales con abundante descarga. En función de su composición litológica, su localización y de las paleocorrientes medidas, sus áreas fuentes serían los relieves de las sierras de El Pobo y Palomera, junto a las que se sitúan mayoritariamente estos depósitos.

3.2.3. A.L. Lutitas (L)

La asociación de litofacies Lutitas (L) está constituida predominantemente por lutitas (90-100%) con escasas intercalaciones de carbonatos nodulosos (0-10%) y calizas (0-10%) y, en menor medida, de conglomerados y areniscas (0-5%). En el área de estudio esta litofacies aparece tanto en el sector oriental como en el occidental de la cuenca, pero con mayor desarrollo longitudinal en este último, ocupando a menudo también la zona central de la cuenca (Fig. 3.11).

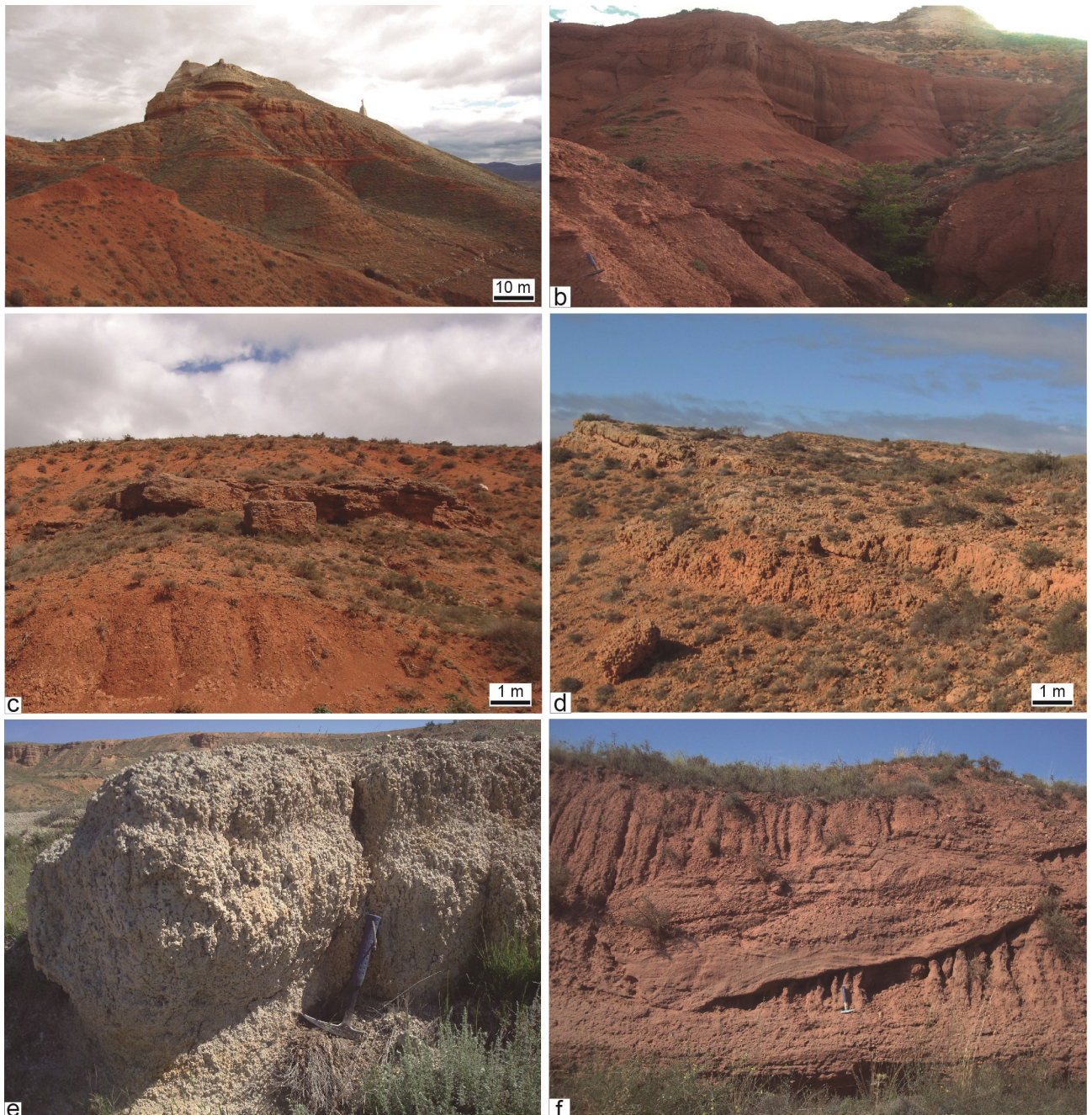


Fig. 3.18. Aspecto de campo de la A.L. Lutitas (L). **(a)** Aspecto general de la asociación L en el entorno del Castillo de Alfambra; los resaltes corresponden con niveles de carbonatos nodulosos más competentes. **(b)** Aspecto típico de esta asociación en la zona de Los Aldabades; los niveles competentes son carbonatos nodulosos, areniscas y conglomerados. El aspecto granulado de las lutitas se corresponde con la presencia de nódulos carbonatados **(c)** Nivel tabular de conglomerados intercalado en las lutitas en las que se puede observar la bioturbación y algún nódulo carbonatado disperso. **(d)** Niveles tabulares de carbonatos nodulosos con estructura prismática englobados entre lutitas. **(e)** Detalle de un nivel de calizas intensamente bioturbado y con desarrollo de una fina estructura prismática. **(f)** Detalle de un

Las lutitas son anaranjadas, ocres, rojizas o marrones y, generalmente, masivas. Se disponen en paquetes tabulares de potencia métrica a decamétrica (Fig. 3.18a,b) y, en ocasiones, muestran evidencias de bioturbación y nódulos carbonatados (Fig. 3.18b,c).

Los carbonatos nodulosos, con estructura prismática o esférica, son anaranjados o blanquecinos y aparecen en niveles de espesor decimétrico y, ocasionalmente, métrico (Fig. 3.18d). Es común la presencia de costras laminadas a techo de los niveles y de cantos subangulosos a subredondeados poligénicos de diámetro milimétrico-centimétrico. Muy esporádicamente, estos carbonatos nodulosos pasan lateralmente a niveles de conglomerados canaliformes o se encuentran erosionados por ellos.

Las calizas, con textura mudstone-wackestone, son blancas y grises e integran niveles tabulares de potencia decimétrica. Son masivas a intensamente bioturbadas (Fig. 3.18e) y en los niveles con fósiles se reconocen escasos restos de gasterópodos y materia orgánica.

Los conglomerados son grises, marrones o anaranjados, de textura clastosoportada o soportada por una matriz lutítica marrón o anaranjada. Están compuestos por cantos calcáreos, síliceos y blandos, redondeados de hasta 10 cm de diámetro. Se disponen en niveles tabulares o canaliformes de espesor decimétrico a, rara vez, métrico (Fig. 3.18c). Ocasionalmente, los niveles tabulares pueden presentar granoselección inversa, mientras que los canales presentan cicatrices internas y secuencias granodecrescientes con estratificación cruzada en surco, planar e imbricación de cantos (Fig. 3.18f).

Las areniscas son naranjas y marrones, de grano medio a muy grueso, y aparecen en estratos tabulares o canaliformes de potencia decimétrica a métrica (Fig. 3.18f), presentando los niveles erosivos cicatrices internas que individualizan secuencias granodecrescientes así como estratificación cruzada en surco y planar. Es común la presencia de cantos calcáreos grises y blancos subangulosos a redondeados, de hasta 10 cm de diámetro. Las granulometrías realizadas a las areniscas reportan un resultado similar a la asociación anterior con muestras de escasa selección (Fig. 3.13c). Los cuerpos canaliformes y algunos niveles tabulares presentan tres poblaciones: tracción, en general algo mayor que en la asociación anterior y a menudo con retrabajamiento, saltación y suspensión; la carga de fondo supera el 90% y la tracción es normalmente inferior a 1% aunque hay muestras de hasta 5%. Existe un segundo tipo de muestras con predominio de la suspensión y población de tracción, a veces con retrabajamiento <5%. El tercer tipo de muestras, más raras, está dominado por la población de suspensión. Los dos últimos tipos se corresponden con cuerpos tabulares.

Las 8 muestras de lutitas y 5 de areniscas de esta litofacies analizadas por difracción de rayos X indican que están compuestas principalmente por filosilicatos (Phy), cuarzo (Qz) y calcita (Cc), con trazas de hematites y feldespato potásico (Fig. 3.19a). En las lutitas, el contenido en filosilicatos más cuarzo varía entre un 35% y un 65%, y presenta una relación inversa con el contenido en calcita. Las areniscas presentan un mayor porcentaje de cuarzo más filosilicatos, ya que siempre se encuentran en valores superiores al 60% aunque la calcita alcanza valores de hasta 40%. Existen un par de muestras de arenisca que presentan un contenido de yeso (Gy) del 10-20% (Fig. 3.19a), que procede del crecimiento de cristales en la porosidad interpartículas. Si comparamos los resultados de lutitas y areniscas, y teniendo en cuenta el bajo grado de cementación que presentan las muestras, se puede considerar que la calcita es, en gran medida, de origen detrítico. En cambio, su mayor abundancia en las lutitas, unido a la existencia en esa facies de nódulos de carbonato, sugiere también la influencia de procesos de precipitación.

Interpretación

Las lutitas de esta asociación de litofacies se desarrollaron en relación con procesos de decantación de material fino en amplias llanuras lutíticas, localizadas principalmente en las partes distales de los abanicos aluviales, y alcanzadas periódicamente por flujos desconfiados durante episodios de

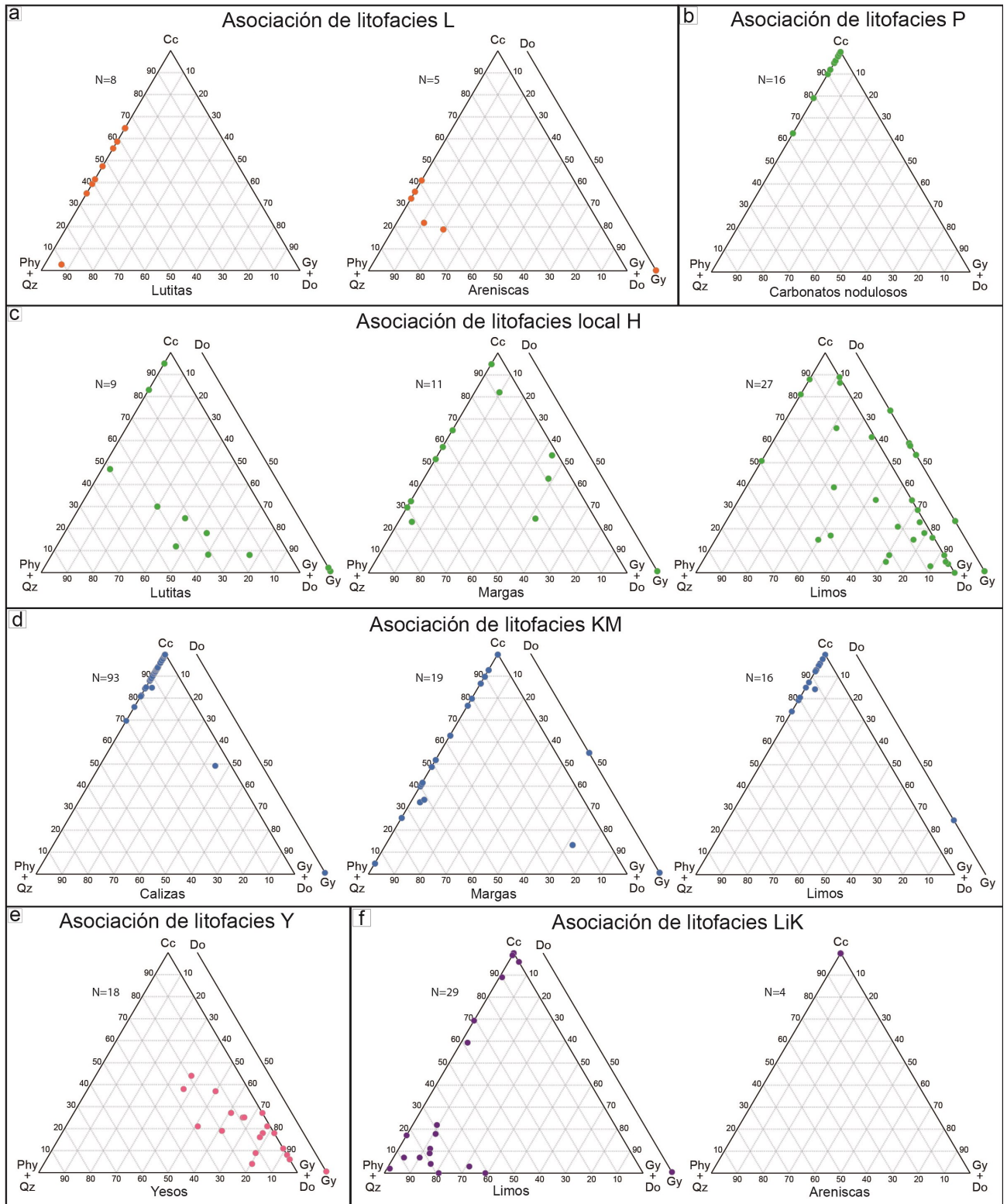


Fig. 3.19. Diagramas triangulares que muestran la composición mineralógica obtenida mediante análisis de rayos X en las principales litologías distinguidas en las distintas asociaciones de litofacies (Cc: Calcita, Phy+Qz: Filosilicatos + cuarzo, Gy+Do: Yeso + dolomita). **(a)** Lutitas y areniscas procedentes de la asociación de litofacies L. **(b)** Carbonatos nodulosos correspondientes a la asociación P. **(c)** Lutitas, margas y limos carbonatados procedentes de la asociación local hererolítica H. **(d)** Calizas, margas y limos carbonatados de la asociación KM. **(e)** Yesos procedentes de la Y. **(f)**

3. Sedimentología

avenida. En caso de presentar buen drenaje, estas áreas estarían expuestas a condiciones subaéreas, como es indicado por los colores rojizos (Luzón, 2001, 2005; Viseras *et al.*, 2014).

La alternancia de periodos de inundación-deseccación permitió el desarrollo en estas llanuras de



calcretas y áreas palustres con presencia de vegetación y desarrollo de nódulos de carbonato alrededor de los sistemas de raíces. Las características de los depósitos indican que, en ocasiones, se formaron calcretas pedogénicas de gran extensión, típicas de condiciones áridas-semiáridas (Alonso-Zarza y Calvo, 2000; Alonso-Zarza y Arenas, 2004; Huerta y Armenteros, 2005). Mientras, en momentos de mayor humedad y un nivel freático relativamente alto existieron zonas inundadas, implantándose localmente en ellas ambientes palustres en los que se desarrolló vegetación y tuvo lugar la precipitación de carbonato y la generación de calcretas freáticas y calizas (Alonso-Zarza, 2003; Kraus y Hasiotis, 2006; Pla-Pueyo *et al.*, 2009). En el primer caso (calcretas pedogénicas), el enriquecimiento en carbonato procede, tras periodos de lluvias o desbordamiento de canales, del agua de infiltración y desecación en condiciones subaéreas, procesos que producen la edafización (Wright y Tucker, 1991). En el segundo, en momentos húmedos de alto nivel freático, el ascenso de la lámina de agua subsuperficial controla el enriquecimiento y disponibilidad de carbonato (Wright y Tucker, 1991). Aquí, los procesos microbianos, la evaporación y la evapotranspiración son los principales responsables de la precipitación del carbonato en torno a raíces y porosidades del sedimento (Alonso-Zarza y Wright, 2010 y referencias incluidas). Las facies nodulares reconocidas indican largos periodos de exposición y no sedimentación.

Los escasos cuerpos conglomeráticos y arenosos tabulares suponen la llegada a la llanura lutítica de flujos acuosos más energéticos y cargados en sedimentos, en relación con el desconfinamiento o desbordamiento de canales. Los cuerpos conglomeráticos canaliformes representan los escasos cursos acuosos tractivos en los que pudieron existir barras de gravas de escasa topografía y desarrollo, que avanzarían durante los episodios de mayor disponibilidad hídrica. En cambio, en los periodos de menor descarga, se sedimentarían arenas y lutitas tapizando los depósitos conglomeráticos. Al igual que en los casos anteriores, los resultados granulométricos sobre arenas son coherentes con estas interpretaciones, evidenciando una relación entre corrientes canalizadas y predominio de la carga de fondo, y cuerpos tabulares resultado del desconfinamiento de flujos con episodios de predominio de transporte en suspensión; en ambos casos existió frecuentemente un retrabajamiento de los depósitos del lecho.

En función de sus características, los materiales de la asociación de litofacies Lutitas (L) responden a las partes más distales o llanuras lutíticas de abanicos aluviales, según McGowen y Groat (1971) o Luzón (2001, 2005).

3.2.4. A.L. Carbonatos Nodulosos (P)

La asociación de litofacies Carbonatos Nodulosos (P) está constituida predominantemente por carbonatos nodulosos (70-100%) con ocasionales intercalaciones de lutitas (0-30%), margas (0-30%),

Fig. 3.20. Aspecto de campo de la A.L. Carbonatos Nodulosos (P). **(a)** Aspecto general de la asociación P desarrollada en el tránsito entre lutitas con estructura prismática (inferior) y carbonatos con estructura esférica (superior) en el entorno de la Rambla de la Covacha. **(b)** Aspecto típico de la asociación P con nódulos esféricos desarrollados en lutitas en la zona de Los Chorrillos; los niveles más competentes situados a la base corresponden con niveles carbonatados con estructura laminar. **(c)** Detalle de un nivel tabular con nódulos alargados que definen una estructura prismática desarrollada en un encajante lutítico. **(d)** Detalle de un nivel tabular con nódulos esféricos desarrollados en un encajante carbonatado. **(e)** Aspecto general de los niveles de calizas con intensa bioturbación y microkarstificación en el entorno del Cerro de Mentiras. **(f)** Aspecto típico de un nivel de carbonatos nodulizados desarrollados en un encajante carbonatado en el entorno de Peralejos. **(g)** Detalle de un nivel de calizas palustres con bioturbación a base y techo que aparentemente desaparece en la parte intermedia. **(h)** Detalle de las trazas de bioturbación y halos de oxidación en un nivel de carbonatos. **(i)** Detalle de un nivel de desecación y remobilización compuesto por fragmentos de *mu-*

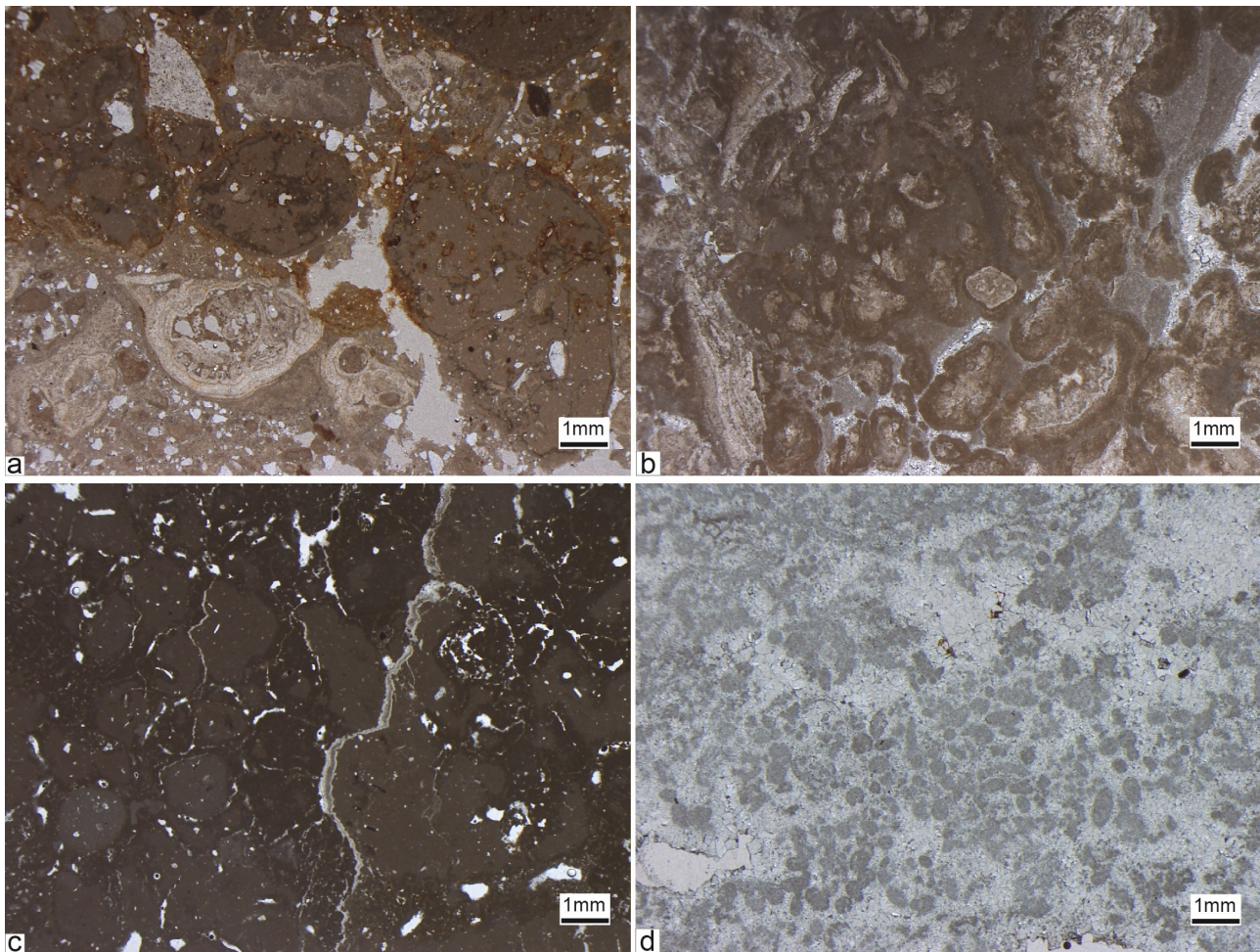


Fig. 3.21. Aspecto en microscopio óptico de las principales litofacies de la A.L. Carbonatos Nodulosos (P). **(a)** Nivel de carbonatos nodulosos con estructura primática en que se reconocen granos con envueltas y grietas de desecación y destaca la precipitación diferencial de óxidos en torno a trazas de raíces. **(b)** Estructura en alveolos y septos en un nivel de carbonatos nodulosos con estructura esférica. **(c)** Nivel tabular de calizas con grietas de desecación y precipitación de óxidos definiendo un aspecto noduloso general de la muestra. **(d)** Nivel calizo de aspecto peloidal con hue-

limos carbonatados (0-20%) y calizas (0-20%) (Tabla 3.1). En el área de estudio, la litofacies P se reconoce en torno al cauce del río Alfambra, ligeramente desplazada hacia su margen izquierda y, localmente, en afloramientos dispersos tanto al norte como al sur de la cuenca (Fig. 3.11).

Los carbonatos nodulosos son rojizos, blanquecinos, grisáceos y marrones, conformando niveles tabulares de espesor decimétrico a métrico con superficies de estratificación irregulares (Fig. 3.20a,b). Presentan predominantemente estructura prismática (Fig. 3.20a,c), aunque las estructuras esféricas (Fig. 3.20b,d) y laminadas también son comunes. Se desarrollan en un encajante lutítico o carbonatado.

En microscopía óptica se han reconocido granos con envueltas, nódulos, estructuras en alveolos-septos relacionadas con estructuras vegetales con celdas calcificadas, grietas de desecación, microkastificaciones rellenas de limos, cantos flotantes... Destacan los granos con envueltas micríticas y trazas de raíces calcificadas (Fig. 3.21a), siendo también frecuentes las grietas de desecación, a menudo en torno a los nódulos, rellenas por cemento esparítico o micrita y que llevan asociado el crecimiento de minerales con hierro (Fig. 3.21a). En las zonas donde el sedimento primario no ha perdido la textura original por completo se observa una matriz con abundantes cristales de calcita, cuarzo y feldespato (Fig. 3.21a). La estructura en alveólos y septos también es muy común y se caracteriza por una alta porosidad que es rellena por cemento esparítico (Fig. 3.21b).

En microscopio electrónico se observa que, en general, los carbonatos nodulosos están constituidos por cristales inferiores a $2\ \mu\text{m}$, generalmente de morfología muy regular (Fig. 3.22a,b), si bien localmente, a menudo en fracturas, se observa el desarrollo de cristales idiomorfos con caras lisas que alcanzan $10\ \mu\text{m}$ (Fig. 3.22a). En ocasiones, los cristales muestran caras irregulares o alteradas, seguramente como consecuencia de la actuación de procesos de disolución, abrasión física o bioturbación microbiana (Schröder *et al.*, 1983). Además, se observan cementos mucilaginosos o en menisco que mantienen la cohesión de los cristales carbonatados, en relación a los cuales existen abundantes morfologías subsféricas probablemente relacionadas con bacterias, por lo que se consideran ligados a la existencia de biofilms mineralizados (Fig. 3.22b). También se han podido observar morfologías filamentosas, asimilables a restos algales o microbianos (cianobacterias u hongos) tapizados por carbonato (Fig. 3.22c,d). En ocasiones, la textura queda enmascarada por la existencia de pátinas formadas por cristales de morfología anhedral con composición férrica que aparecen a modo de agregados tapizando toda la superficie.

La composición mineralógica a partir del análisis de DRX realizado sobre 16 muestras indica que la mayoría de los carbonatos nodulosos presentan valores de calcita por encima del 95%, con bajas proporciones de cuarzo y minerales de la arcilla, y con trazas de hematites. En los niveles en los que el encajante es lutita, el porcentaje de calcita puede disminuir hasta un 63%, aumentando los filosilicatos hasta valores de un 28%, mientras que el cuarzo nunca supera el 10% (Fig. 3.19b).

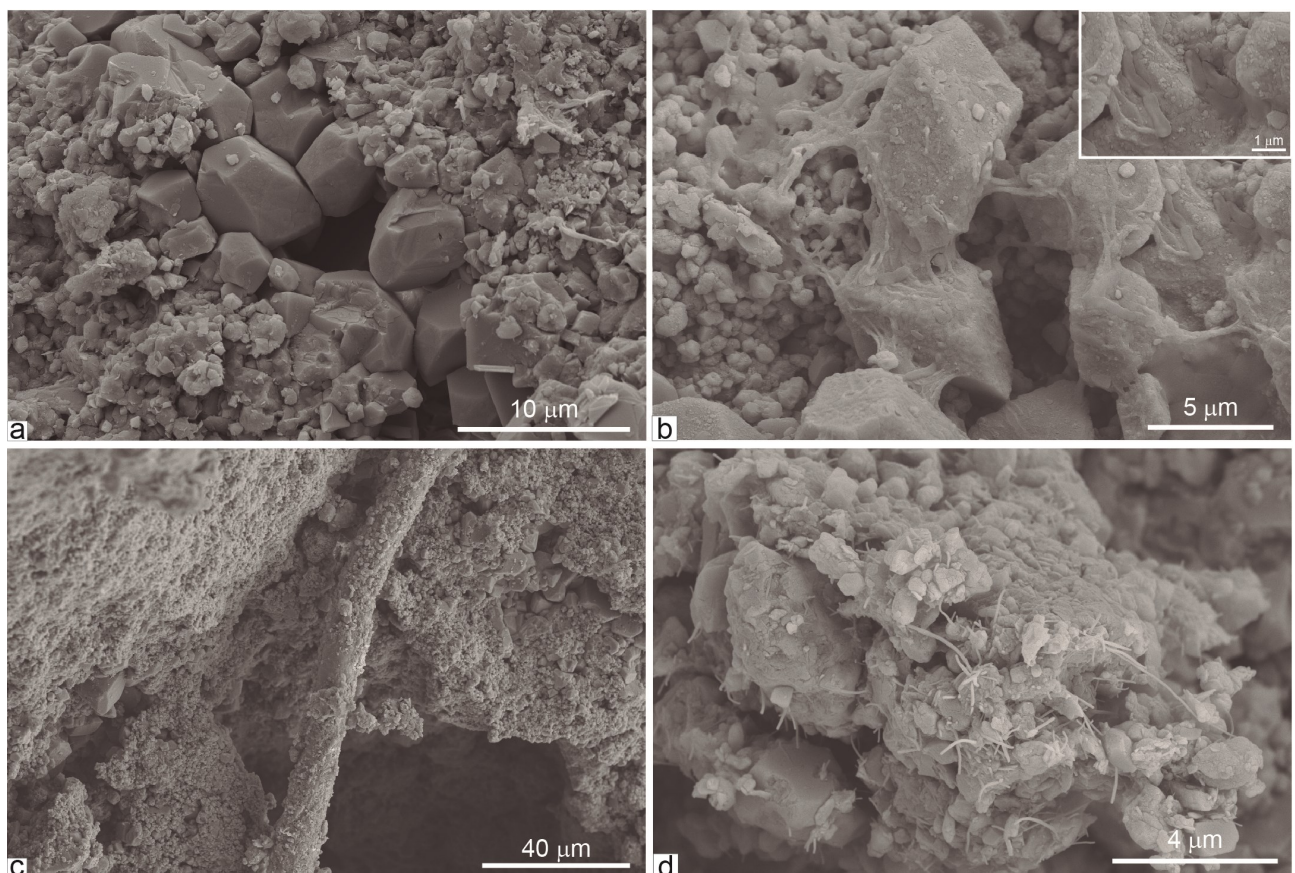


Fig. 3.22. Aspecto en microscopio electrónico (F.E.S.E.M) de los carbonatos nodulosos de la asociación de litofacies P. **(a)** Cristales de calcita de un nivel de carbonatos nodulosos con estructura prismática; nótese la diferencia de tamaño entre la matriz y el relleno de una grieta. **(b)** Cemento mucilaginoso entre cristales de calcita a los que aparecen asociados formas esféricas; en el recuadro se observa un *zoom* de la morfología típica de estas bacterias. **(c)** Filamento biogénico tapizado por calcita. **(d)** Filamentos bacterianos calcificados que se desarrollan a través de la matriz gene-

Las calizas, blancas o grises, son de textura mudstone (micrita), ocasionalmente wackestone (biomicrita o pelmicrita; micrita con fósiles o micrita con peloides), y aparecen en niveles de potencia decimétrica con superficies generalmente irregulares (Fig. 3.20e,f,g). Suelen presentar intensa bioturbación (Fig. 3.20g,h), moteados y halos de oxidación (Fig. 3.20e,h), estructura nodular (Fig. 3.20f,g), costras ferruginosas y restos bioclásticos. Ocasionalmente, aparecen extraclastos, microkarstificación (Fig. 3.20e,g) y *mudcracks* (Fig. 3.20i).

En microscopio óptico, las calizas moteadas con nodulización suelen presentar aspecto desestructurado debido al desarrollo de grietas de desecación rellenas de cemento esparfítico, en relación con las que también se interpreta precipitación de minerales con hierro (Fig. 3.21c). Las calizas microkarstificadas presentan aspecto peloidal y exhiben cavidades que han sido rellenas por cemento esparfítico (Fig. 3.21d) que reemplaza, en muchas ocasiones, a la micrita original, manteniendo incluso la forma de peloides. La precipitación de óxidos también es común (Fig. 3.21d).

Las lutitas naranjas están raramente laminadas, y se disponen en estratos tabulares de potencia decimétrica (Fig. 3.20b). Suelen presentar bioturbación vertical y nódulos de carbonato.

Las margas, de tonos blanquecinos, ocres, verdosos o negros, son masivas o laminadas y se presentan en niveles tabulares, de espesor decimétrico, con superficies de estratificación a veces muy irregulares. Es común la presencia de bioturbación intensa, marmorización y nódulos de carbonato (Fig. 3.20g,h). Los niveles más oscuros suelen mostrar abundantes restos bioclásticos.

Los limos son blancos, masivos y de composición carbonatada. Aparecen en estratos tabulares de potencia decimétrica y suelen presentar bioturbación vertical y restos de gasterópodos.

Interpretación

La asociación de litofacies P, especialmente los carbonatos nodulosos, evidencia la precipitación de carbonato en relación con la existencia de sistemas radiculares. Como consecuencia, se generaron nódulos que, siguiendo la terminología de Alonso-Zarza y Wrigth (2010), dieron lugar a calcretas en el caso de formarse en el interior de sedimentos lutíticos aluviales o a carbonatos palustres si el encajante fue un sedimento previo de origen lacustre. La formación de los carbonatos nodulosos se atribuye, por un lado, a fenómenos de tipo fisicoquímico (evaporación, evapotranspiración, pérdida de CO₂) y, por otro, de tipo biogénico (e.g. Freyet y Plaziat, 1982; Alonso Zarza *et al.*, 1992; Wright y Platt, 1995).

Wright y Tucker (1991) diferencian entre calcretas de origen pedogénico, relacionadas con la infiltración de agua desde la superficie y precipitación de carbonato en la zona vadosa, y de origen freático, más relacionadas con aportes subterráneos (modelos *per descensum* y *per ascecesum* de Goudie, 1983). Posteriormente, numerosos autores han señalado la problemática para diferenciar entre origen pedogénico, freático o generados bajo lámina de agua y posteriormente modificados, ya que en este tipo de ambientes algunos procesos aparecen superpuestos, pudiendo existir un continuo entre todos ellos. En consecuencia, diversos autores señalan que la diferenciación entre el término más aluvial o más lacustre requiere de un estudio sedimentológico exhaustivo y prolongado (Pimentel *et al.*, 1996; Tandon y Andrews, 2001; Alonso-Zarza, 2003; Pla-Pueyo *et al.*, 2009; Alonso-Zarza y Wright, 2010; Viseras *et al.*, 2014). Dada la finalidad de este trabajo, no se ha llevado a cabo una diferenciación entre ambos términos, asumiendo

para la asociación un origen mixto, aunque siempre ligado a zonas aluviales distales y lacustres marginales. Se trata, en cualquier caso, de áreas con baja tasa de sedimentación, relativamente protegidas de la llegada de aportes detríticos durante un amplio lapso de tiempo, y un suelo normalmente embebido en agua.

La localización de los carbonatos nodulosos en la zona de trabajo, siempre en relación con la existencia de un sistema lacustre en la zona central (Fig. 3.11), apunta más a una procedencia del carbonato desde aguas subterráneas con oscilaciones del nivel freático, si bien es cierto que en momentos de baja lámina pudieron continuar desarrollándose calcretas pedogénicas (Alonso-Zarza, 2003; Alonso-Zarza y Wright, 2010). La alta fracturación y evidencias de oxidación del sedimento encajante están asociadas a la desecación de la zona superficial y la penetración de las raíces en busca del nivel freático en momentos de bajada del mismo (Alonso-Zarza y Calvo, 2000; Sancho *et al.*, 2000; Alonso-Zarza y Arenas, 2004). Las oscilaciones del nivel freático serían marcadas, especialmente en el caso de los carbonatos palustres, produciéndose una alternancia entre condiciones subaéreas y subacuosas (paso de condiciones supralitorales a eulitorales).

Las calizas, margas y limos carbonatados representan la precipitación y depósito bajo lámina de

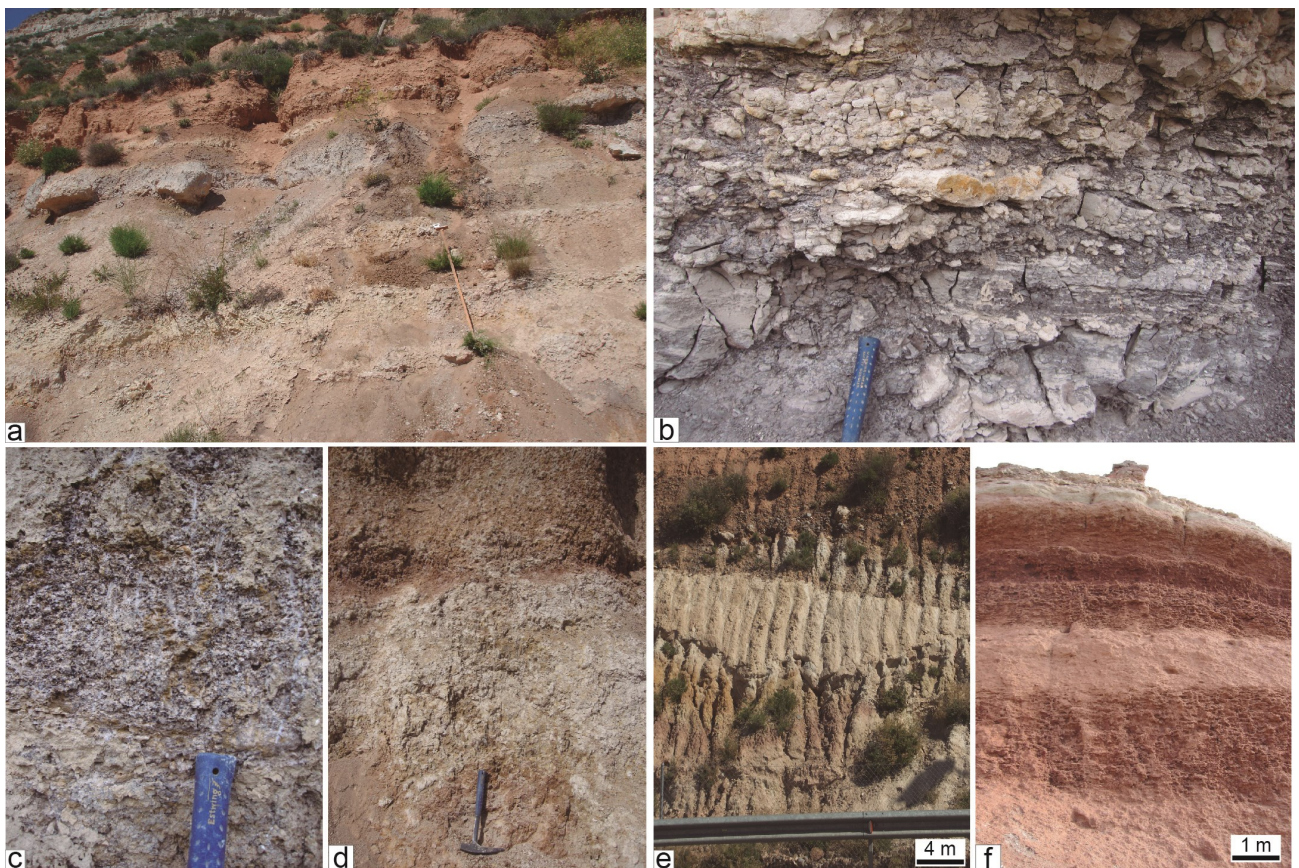


Fig. 3.23. Aspecto de campo de las A.L. locales (a-e) heterolítica (H) y (f) Carbonatos nodulosos y yesos (PY). (a) Aspecto típico de la asociación H en el entorno de la localidad de Concud; obsérvese la alternancia de margas, lutitas, carbonatos nodulosos, calizas, limos carbonatados y areniscas. (b) Detalle de la nodulización desarrollada en niveles calizas y margosos con abundante materia orgánica; algún nivel llega a adquirir aspecto lignitoso. (c) Detalle de un nivel tabular de margas carbonosas con una intensa nodulización desarrollada en carbonato o yeso y la presencia de múltiples oxidaciones. (d) Detalle la nodulización en el tránsito entre carbonatos nodulosos desarrollados en un nivel de calizas (inferior) y otro de lutitas (superior); destaca el mismo aspecto noduloso independientemente del encajante. (e) Detalle de un cuerpo laxamente canaliforme de limos carbonatados. (f) Aspecto general de la asociación de litofacies PY en el entorno del Castillo de Alfambra con niveles claros de yesos y niveles rojizos de carbonatos nodulosos

agua, lo que es indicativo de la existencia de zonas lacustres someras temporal o permanentemente inundadas. Las calizas y margas marmorizadas evidencian la frecuente oscilación del nivel freático que provocaría la movilización del hierro por cambios en el Eh de las aguas subterráneas y, como consecuencia, el desarrollo de las pátinas de oxidación y el moteado observado (Freytet y Plaziat, 1982). Las lutitas indican la llegada de aportes desde los sistemas aluviales y fueron, en muchas ocasiones, posteriormente expuestas, desarrollándose procesos de oxidación.

Atendiendo a nuestras interpretaciones, la asociación de litofacies Carbonatos Nodulosos (P) puede ser referida a zonas localizadas entre los sectores aluviales distales o lacustres supralitorales (calcretas) y lacustres eulitorales (carbonatos palustres).

A.L. local: Heterolítica (H)

Esta asociación de litofacies local se encuentra integrada por un conjunto litológico heterogéneo en el que margas, lutitas y limos carbonatados aparecen en proporciones similares (30-40%), existiendo frecuentes intercalaciones de carbonatos nodulosos (0-30%) y areniscas (0-20%) y, muy ocasionalmente, de calizas, tobas, conglomerados y carbón (0-10%) (Tabla 3.1). Esta asociación se ha reconocido exclusivamente en la zona de Escorihuela y Villalba Alta, al norte, y Concud, al sur (Fig. 3.11). Muy localmente, en las inmediaciones de Alfambra y Villalba Baja existen pequeños afloramientos en zonas aluviales distales.

Las margas, generalmente de tonos oscuros, son masivas o laminadas y conforman niveles tabulares de espesor decimétrico a métrico con marmorización y bioturbación (Fig. 3.23a,b,c), estando las trazas a veces rellenas por arenas y limos carbonatados. Localmente, se reconocen pátinas de oxidación y materia orgánica (Fig. 3.23b,c), nódulos carbonatados o yesíferos (Fig. 3.23b,c) y abundantes restos de gasterópodos. En estos niveles es frecuente la aparición de fragmentos de huesos de macromamíferos.

Las lutitas, anaranjadas-marronáceas, son generalmente masivas y se disponen en niveles tabulares de espesor decimétrico a métrico con frecuente bioturbación, marmorización y nódulos de carbonato o de yeso (Fig. 3.23a,d). Las evidencias de oxidación y moteados son muy frecuentes. Ocasionalmente, muestran pátinas de materia orgánica, costras carbonatadas, restos de gasterópodos y cristales de yeso.

Los limos carbonatados, blancos o grisáceos, son laminados y se presentan en niveles tabulares o laxamente canaliformes de potencia decimétrica a métrica (Fig. 3.23a,e) que exhiben bioturbación, marmorización, intensa nodulización (carbonato y yeso), pátinas de materia orgánica y cristales de yeso y, ocasionalmente, grietas de desecación.

Se han realizado análisis de difracción de rayos X a 27 muestras de limos, 9 de lutitas y 11 de margas con el fin de caracterizar estos materiales y compararlos con litologías similares de otras asociaciones (Fig. 3.19c). En todas ellas es evidente que el crecimiento de cristales y nódulos de yeso tiene una influencia considerable sobre la mineralogía del depósito, ya que los valores de yeso son frecuentemente muy altos (40-70%), siendo extremo para el caso de los limos, con valores >80% (Fig. 3.19c). Las lutitas muestran un contenido de filosilicatos del 30-50%, 30-60% de yeso y 10-30% de calcita; aquéllas que se alejan de estos valores presentan resultados similares a los de las margas, alcanzando

composiciones muy altas en calcita. Las muestras consideradas como margas, por su aspecto más arcilloso y colores más oscuros en muestra de mano, reflejan una variabilidad entre valores extremos de calcita y filosilicatos, aunque sí existe una moda relativa en torno a proporciones del 30 y 65% de ambas mineralogías. Tanto en las lutitas como en las margas, existe hematites como mineral accesorio, y las muestras procedentes de áreas adyacentes lateralmente a depósitos evaporíticos muestran porcentajes altos de yeso (hasta 73%) como consecuencia de la presencia de cristales y nódulos yesíferos. Los limos están integrados predominantemente por yeso (60-100%) y carbonato (10-33%), llegando a solaparse su señal con la asociación de litofacies Y (Fig. 3.19ef), que se describe con posterioridad. Localmente, existen limos con un contenido en filosilicatos alto, entre el 25-55%, en detrimento generalmente de yeso, y muestras con valores de >60% de calcita, que se aproximan más a los valores de los limos carbonatados de las asociaciones de litofacies Calizas y Margas (KM) (Fig. 3.19d) y Limos y Carbonatos (LiK) (Fig. 3.19f).

Los carbonatos nodulosos son blanquecinos o anaranjados y se presentan en niveles tabulares de espesor decimétrico con estructura generalmente nodular, aunque se reconocen, en ocasiones, estructuras prismáticas (Fig. 3.23a,d).

Las areniscas, marronáceas, ocreas y grisáceas, son de grano fino a grueso y se disponen en niveles tabulares o laxamente canaliformes de potencia decimétrica a métrica con laminación paralela y cruzada. Se observa bioturbación, nódulos carbonatados o yesíferos y, más raramente, *mudcracks*, pátinas de materia orgánica, cristales de yeso, restos bioclásticos y cantos dispersos poligénicos redondeados de hasta 3 cm de diámetro. Se han reconocido fragmentos de ostrácodos muy ocasionales en microscopio óptico. Las granulometrías realizadas a las areniscas (Fig. 3.13d) reportan resultados similares a la asociación de litofacies lutítica L aunque en las muestras en las que hay tracción y suspensión, el porcentaje de tracción es mayor que en el caso anterior. Las muestras presentan frecuentemente evidencias de retrabajamiento.

Las calizas son blancas y grises, con textura mudstone-wackestone (micrita-biomícrita) y aparecen en niveles tabulares de potencia decimétrica con superficies de estratificación, a veces, irregulares (Fig. 3.23a); en ellas es común una intensa bioturbación, pátinas de materia orgánica y microkarstificaciones. Ocasionalmente, se reconocen costras férricas y extraclastos redondeados calcáreos de diámetro inferior a 2 cm. Los niveles fosilíferos contienen restos de gasterópodos y, muy ocasionalmente, se han reconocido en lámina delgada fragmentos de ostrácodos y carofitas.

Las tobas son marrones a grises y forman niveles tabulares de 0,1 a 0,5 m de potencia con superficies de estratificación a menudo irregulares. Siguiendo la clasificación de Arenas *et al.* (2010), las tobas se corresponden predominantemente con facies de fitohermos en posición de vida compuestas por moldes de tallos y hojas (boundstone de tallos), con escasa matriz o cemento carbonatado.

Los conglomerados son granosostenidos y aparecen en estratos tabulares de espesor decimétrico con cantos calcáreos grises, negros y blancos subredondeados de hasta 4 cm de diámetro. La matriz es arenosa marrón y de grano grueso. Suelen presentar gradación normal.

Los niveles carbonosos presentan potencia decimétrica, bioturbación abundante y oxidación

relacionada. Los nódulos carbonatados y yesíferos son frecuentes otorgando, en ocasiones, un aspecto moteado al sedimento (Fig. 3.23b).

Interpretación

La alternancia de materiales terrígenos y carbonatados, precipitación de yeso, evidencias de desecación, presencia de bioturbación y nodulización, alto contenido en materia orgánica, etc. indica que la asociación de litofacies heterolítica (H) se generó en un medio en el que alternaron momentos con condiciones subaéreas, con otros con lámina de agua libre y condiciones subacuosas.

Las lutitas anaranjadas y bioturbadas indicarían el depósito por decantación en zonas, a menudo, expuestas subaéreamente y colonizadas por vegetación. En este mismo sentido, las trazas de bioturbación rellenas por materiales arenosos y limosos corresponderían a nuevas avenidas en episodios posteriores. Las areniscas y conglomerados representan episodios de llegada de avenidas acuosas que, en algunos casos, fueron muy energéticas y remobilizaron sedimentos previos, tal y como ponen de manifiesto también los resultados granulométricos. La existencia de cuerpos laxamente canaliformes, con presencia de ostrácodos de agua dulce, oogonios de caráceas y gasterópodos, indicarían la existencia de canales permanentes de baja energía.

Durante periodos de mayor humedad, la lámina de agua ocuparía mayor extensión, instaurándose zonas pantanosas con ambiente reductor en las que se generaron margas verdosas u oscuras y se vio favorecida la conservación de la materia orgánica. Los limos carbonatados y calizas se depositaron bajo lámina de agua en relación con condiciones más estables. La presencia de facies de relleno de canal semejantes a las descritas por Alonso-Zarza y Calvo (2000), con geometrías laxamente canaliformes, indica que parte de los carbonatos corresponden, probablemente, a canales de energía moderada.

La presencia de rizolitos de varios tipos (moldes y rellenos de raíces, rizotúbulos, rizoconcreciones) afectando de forma general a todas las litofacies se ha interpretado en el sentido de Kraus y Hasiotis (2006) como estructuras formadas por la acción de plantas superiores en un medio con relativa exposición subaérea y pedogénesis. Las pátinas de oxidación, moteado y halos provocados por la movilización del hierro debido a cambios en el Eh estaría en relación con las oscilaciones del nivel freático, dando lugar a condiciones alternantes de oxidación y reducción y facilitando la migración y acumulación diferencial del hierro (e.g. Freytet y Plaziat, 1982; Alonso-Zarza y Wright, 1992). La presencia de carbonatos nodulosos y diferentes litologías afectadas por nodulización se interpreta en el mismo sentido que en relación con la asociación anterior (litofacies P), y reflejarían la actuación de procesos pedogénicos y diagenéticos en la zona vadosa. El reconocimiento de tobas en ciertos lugares apunta a la precipitación de carbonato en torno a los tallos de las plantas (fitohermos) bajo lámina de agua y con cierta agitación.

La elevada presencia de yeso nodular o intersticial indica una alta concentración de la salmuera intersticial durante algunos episodios y el desarrollo de procesos de bombeo evaporítico en un sedimento primario todavía blando, especialmente en momentos de mayor aridez (Salvany, 1989; 1998; Muñoz, 1991; Salvany *et al.*, 1994).

El medio sedimentario en el que se depositó la asociación de litofacies heterolítica (H) puede interpretarse como una zona pantanosa (e.g. Alonso-Zarza y Wrigth, 2010; Fregenal Martínez y Melendez,

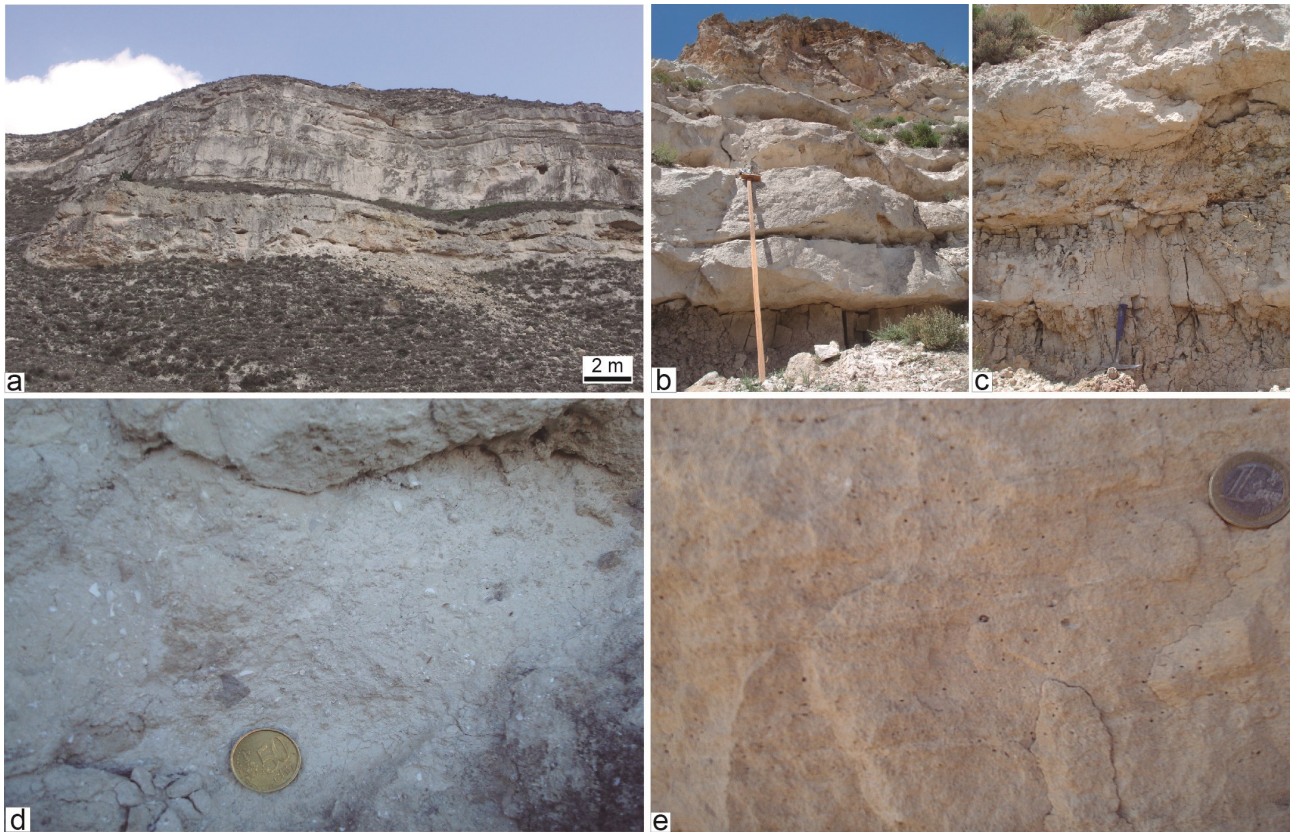


Fig. 3.24. Aspecto de campo de la subfacies de caliza masiva de la A.L. Calizas y Margas (KM). **(a)** Aspecto típico de la asociación KM masiva en el entorno de la localidad de Alfambra; nótese el tránsito entre niveles irregulares (inferior) y tabulares (superior). **(b)** Detalle de la asociación KM dominada por calizas, con niveles prácticamente tabulares de calizas y margas. **(c)** Detalle de la asociación KM dominada por margas, con calizas y margas con superficies de estratificación irregular. **(d)** Detalle de los fragmentos de gasterópodos en un nivel wackestone con la presencia de un

2010), con dominio de sedimentación detrítica, desarrollada en el tránsito entre las llanuras lutíticas de los sistemas aluviales y el área marginal de un lago carbonatado somero (Ezquerro *et al.*, 2012a). En otras ocasiones, esta asociación puede representar el depósito en áreas palustres desarrolladas en las zonas aluviales distales sin conexión con un sistema lacustre central (Ezquerro *et al.*, 2016b).

A.L. local: Carbonatos nodulosos y Yesos (PY)

La asociación de litofacies PY está compuesta por una alternancia de carbonatos nodulosos (40-60%) y yesos (40-60%) (Tabla 3.1). Esta litofacies aparece únicamente en dos zonas: una, al norte, en Alfambra ligada a la parte alta del Cerro del Castillo y de la muela de Los Valles y otra, al sur, en Teruel, en la zona del Cerro de Santa Bárbara (Fig. 3.11).

Los carbonatos nodulosos son marrones, ocasionalmente rojizos, y aparecen en niveles tabulares de espesor métrico (Fig. 3.23f) con superficies muy irregulares. Presentan estructura prismática y, más localmente, aparecen estructuras nodulares y cristales de yeso secundario.

Los yesos son microcristalinos de tonos blanquecinos y marronáceos y se disponen en niveles de geometría tabular, potencia métrica y aspecto masivo (Fig. 3.23f). Pueden incluir nódulos de yeso y cristales de hasta 5 cm de yeso secundario en punta de flecha o rosetas.

Interpretación

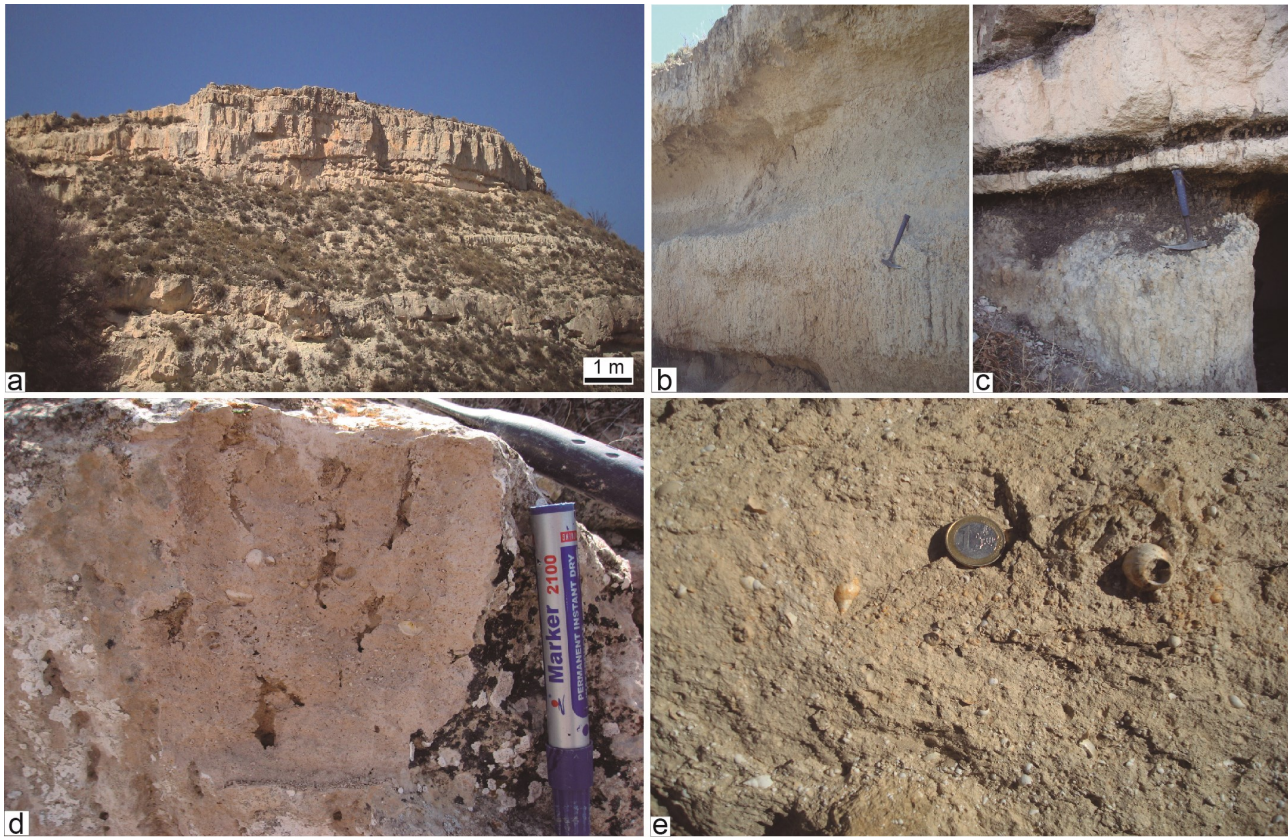


Fig. 3.25. Aspecto de campo de la subfacies de caliza bioturbada de la A.L. Calizas y Margas (KM). **(f)** Aspecto general de la asociación KM con bioturbación en el entorno del Buen Vecino; los niveles de caliza muestran una geometría general más tabular. **(g)** Detalle de la asociación KM que muestra los niveles tabulares de calizas y margas bioturbados. **(h)** Detalle de niveles tabulares de calizas que intercalan niveles lignitosos con la bioturbación rellena por yesos. **(i)** Detalle de una caliza (con gasterópodos) bioturbada con las trazas de bioturbación huecas o rellenas por limo car-

La asociación de litofacies de carbonatos nodulosos y yesos (PY) se desarrolló en un ambiente aluvial distal en tránsito a palustre en el que se desarrollaron sistemas de raíces verticales sobre sedimentos lutíticos blandos dando lugar a niveles de calcretas que se originaron debido a la actuación de procesos anteriormente descritos (ver asociación P). Se relacionan con episodios de baja tasa de sedimentación y de penetración de las raíces en busca del nivel freático en momentos en los que éste se encontraba lejos de la superficie sedimentaria y existía una amplia zona vadosa. Los niveles de yeso representan condiciones de elevada evaporación y concentración de las salmueras, de manera que precipitarían cristales de yeso en las interfases agua/aire o agua/sedimento (Salvany, 1989; Ortí, 2010). Asimismo, los nódulos indican un crecimiento intersticial por bombeo evaporítico de aguas freáticas (Salvany, 1989; Muñoz, 1991; Salvany *et al.*, 1994).

La asociación de litofacies de carbonatos nodulosos y yesos (PY) puede ser referida, por tanto, a zonas palustres con oscilaciones del freático relacionadas con episodios alternantes de aportes acuosos (por precipitación o escorrentía) y alta evaporación.

3.2.5. A.L. Calizas y Margas (KM)

La asociación de litofacies Calizas y Margas (KM) se encuentra integrada por calizas (40-60%) y margas (40-60%) y, en menor proporción limos carbonatados (0-40%), lutitas (0-10%) y carbón (0-5%) (Tabla 3.1). Esta litofacies se localiza a lo largo de toda la zona de estudio en las partes centrales de la

cuenca, culminando las partes altas de las muelas y siendo muy reconocible en torno al cauce del río Alfambra (Fig. 3.11).

En relación con las calizas se pueden diferenciar dos litofacies, calizas masivas y calizas bioturbadas, en función de la presencia o ausencia de bioturbación a escala macroscópica. Las calizas masivas (km) son blancas, grises y beige y presentan textura predominantemente de tipo mudstone (micrita), aunque los términos wackestone y packstone (micrita con fósiles o biomicrita) también son frecuentes. Se presentan en estratos tabulares de potencia generalmente decimétrica (Fig. 3.24a,b,c), con superficies de estratificación a veces irregulares, que se agrupan en paquetes de mayor espesor y muy raramente muestran bases con geometría cóncava. El contenido de fragmentos de gasterópodos (de tamaño variado) suele ser elevado en algunos niveles (Fig. 3.24d), si bien es poco frecuente encontrar individuos completos. Ocasionalmente, se observan intraclastos de tonos oscuros con forma redondeada y tamaño centimétrico (Fig. 3.24d) y, en muy raras ocasiones, laminación por cambios de color (Fig. 3.24e), *ripples* simétricos, restos carbonosos, oncoides, montículos de láminas microbianas y costras carbonatadas.

Las calizas bioturbadas (kb) son blancas, grises y beige y presentan textura predominantemente wackestone o packstone (micrita con fósiles o biomicrita) y, muy rara vez, mudstone (micrita). Conforman estratos tabulares de espesor decimétrico a métrico, con superficies de estratificación irregulares, y se

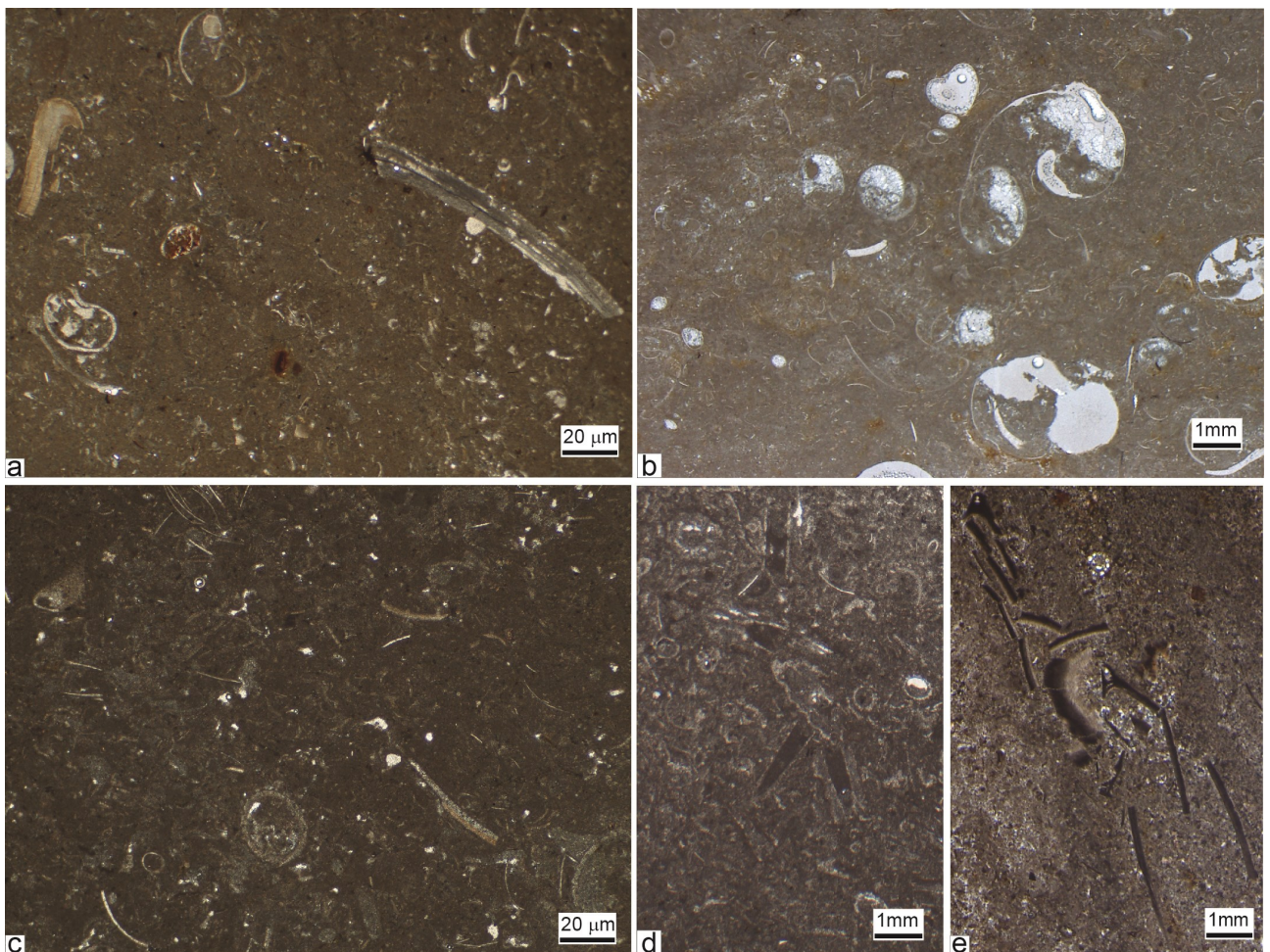


Fig. 3.26. Imágenes de microscopio óptico de las calizas de la asociación de litofacies KM. **(a)** Caliza (wackestone) con restos de gasterópodos y vegetales que aún conservan la estructura interna; nótese la oxidación de alguno de ellos. **(b)** Packstone de gasterópodos, con abundante porosidad móldica, y algún ostrácodo y carácea. **(c)** Wackestone de gasterópodos y abundantes oögonios de caráceas con alguna concha de ostrácodo. **(d)** Packstone de fragmentos de tallos y oögonios de carofitas. **(e)** Detalle de restos óseos de peces (“espinas”) y algún oögonio de carofitas.

agrupan en paquetes de mayor potencia (Fig. 3.25a,b,c). Más ocasionalmente se reconocen geometrías convexas o alomadas. La bioturbación suele presentar hábito vertical, con trazas de diámetro generalmente milimétrico y longitud centimétrica-decimétrica (Fig. 3.25b,d) que, en ocasiones, llegan a desarrollar una estructuración prismática (Fig. 3.25a,b). Normalmente, las trazas se encuentran huecas, aunque pueden estar rellenas por limos carbonatados y, excepcionalmente, por cristales lenticulares de yeso (Fig. 3.25c,d). La presencia de evidencias de brechificación, karstificación y oxidación es rara. El contenido de fósiles corporales y fragmentos de gasterópodos de gran tamaño es muy frecuente, siendo más abundantes que en las calizas masivas (Fig. 3.25d,e). Los niveles más competentes suelen corresponderse con las texturas mudstone-wackestone, donde se observa un predominio de moldes fósiles frente a fósiles que conserven la concha original. En los términos más pulverulentos predominan las texturas wackestone-packstone y el contenido en fósiles con concha original preservada es mayor, junto con restos de materia orgánica.

En microscopía óptica y electrónica no se han reconocido claras diferencias entre las facies masivas y bioturbadas. Las texturas wackestone y packstone (micritas con fósiles o biomicritas) están dominadas por fragmentos bioclásticos y, ocasionalmente, intraclastos (Fig. 3.26a,b,c). Los moldes suelen presentarse rellenos de matriz micrítica o microesparita. Los componentes aloquímicos dominantes son los restos de gasterópodos, que normalmente superan el 1 mm de tamaño y ocasionalmente suelen conservar la estructura interna (Fig. 3.26a,b), restos de oogonios y tallos de carofitas, habitualmente recristalizados (Fig. 3.26b,c,d,e), y, más ocasionalmente, de ostrácodos (Fig. 3.26b,c), restos vegetales de pequeño tamaño con estructura fibrosa (Fig. 3.26a) y de peces (Fig. 3.26e).

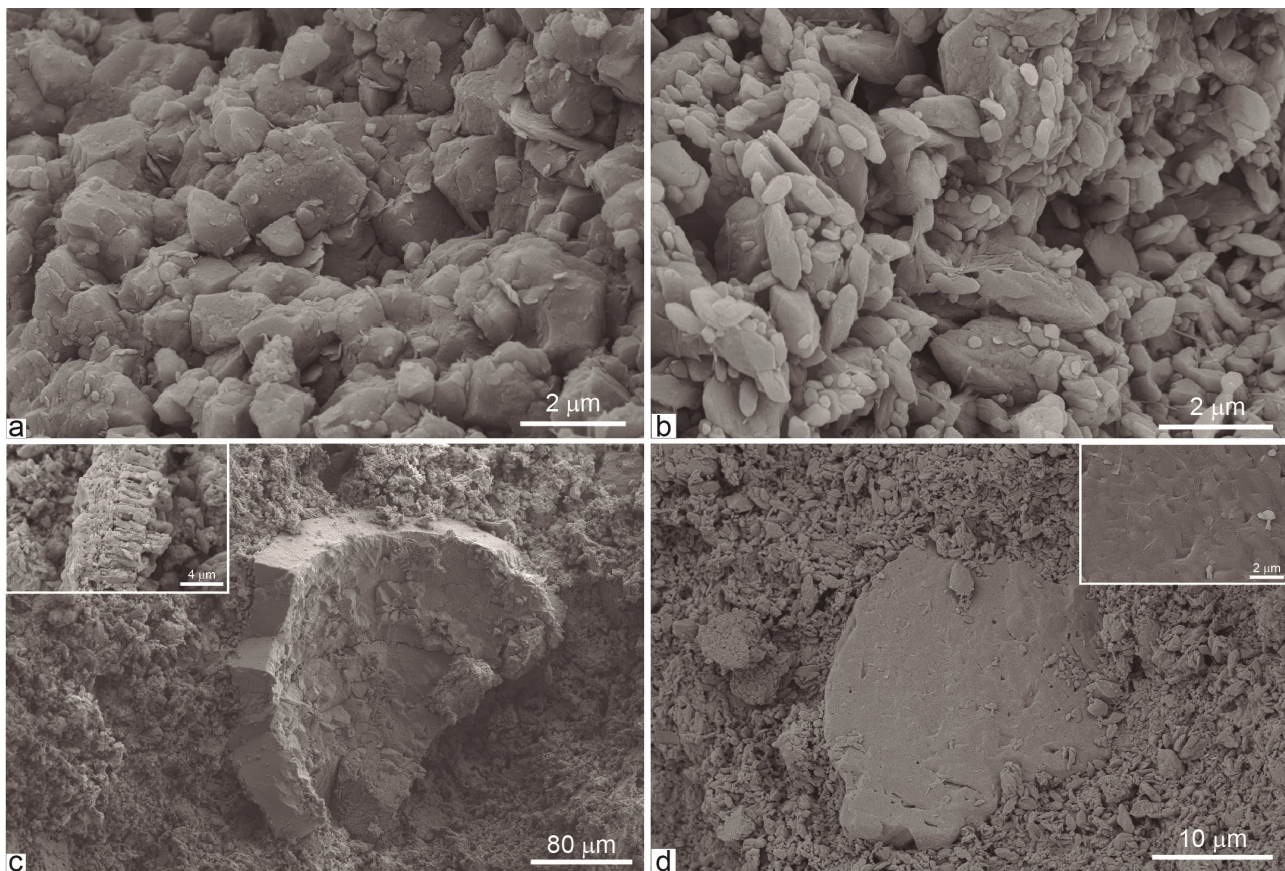


Fig. 3.27. Imágenes de microscopio electrónico (F.E.S.E.M.) de las calizas de la A.L. Calizas y Margas (KM). (a) Cristales de calcita entre los que destacan algunos cristales planares laminados que se corresponden con filosilicatos. (b) Cristales de calcita y filamentos de origen bacteriano tapizando o atravesando los cristales. (c) Fragmento de concha

En microscopio electrónico se observa que los cristales calcíticos muestran forma muy variada, desde muy irregular y redondeada hasta casi subeuhedral y que rara vez superan 2 μm de tamaño (Fig. 3.27a,b). Entre los cristales se pueden reconocer filamentos y morfologías redondeadas asimilables a microbios (Fig. 3.27a,b), componentes aloquímicos (Fig. 3.27c), filosilicatos detríticos (Fig. 3.27a) o granos de cuarzo mayores a 10 μm con caras de abrasión (Fig. 3.27d).

Las margas, predominantemente blancas, grises, verdosas y negras, son generalmente masivas y se presentan en estratos tabulares, con superficies de estratificación irregulares, de espesor decimétrico a métrico (Figs. 3.24b,c y 3.25b,c). En los niveles oscuros son muy abundantes los restos de gasterópodos, y también aparecen restos vegetales. En ocasiones, existen términos laminados muy relacionados con la presencia de acumulaciones de bioclastos y niveles con costras carbonatadas. Asimismo, aunque poco frecuente, pueden aparecer nódulos carbonatados, bioturbación vertical, oxidación (Figs. 3.24c y 3.25b) y, localmente, nódulos, cristales y trazas de bioturbación rellenas de yeso (Fig. 3.25c). En esta litofacies suelen aparecer los restos de micro- y macromamíferos que constituyen los principales yacimientos referidos en la descripción sintética de perfiles estratigráficos del apartado 2.2.

Los limos carbonatados son blancos y grises, generalmente masivos, y aparecen en estratos tabulares de potencia decimétrica que localmente incluyen cantos grises oscuros calcáreos prismáticos y nódulos de carbonato. Suelen presentar bioturbación, a veces relacionada con la existencia de nódulos de carbonato y oxidación, y los restos de gasterópodos, que conservan incluso el esmalte, son muy abundantes. En ocasiones, se reconoce estratificación cruzada en surco, laminación paralela o cruzada.

Las 93 muestras de calizas analizadas por difracción de rayos X (Fig. 3.19d) indican que el contenido medio en calcita se sitúa en torno al 93%, encontrándose en algunas muestras filosilicatos y cuarzo, que no llegan a superar el 30%. Son escasas las muestras en las que se reconocen minerales accesorios y trazas, que se corresponden con hematites y aragonito; éste último está presente en muestras de tipo packstone bioclástico. Aquellas muestras que provienen de zonas próximas a la litofacies Y contienen yeso y dolomita, alcanzando en algún caso prácticamente el 50% (Fig. 3.19d). Las 18 muestras consideradas como margas, por su aspecto más terroso en muestra de mano, reflejan más variabilidad entre valores extremos de calcita y filosilicatos, aunque existe una relativa moda en torno a proporciones del 40-50% entre ambos (Fig. 3.19d). Al igual que ocurre con las calizas, las muestras procedentes de áreas adyacentes a las asociación de litofacies Y contienen yeso, que en algún caso es muy elevado. Las 16 muestras consideradas como limos carbonatados por sus características, de aspecto más terroso en afloramiento, muestran una composición prácticamente idéntica a las calizas (Fig. 3.19d).

Las lutitas son rojas o verdosas, presentan generalmente aspecto masivo y se disponen en niveles de espesor decimétrico con superficies de estratificación irregulares; localmente están bioturbadas y contienen nódulos de carbonato.

Los carbones forman niveles tabulares, lenticulares, a veces muy irregulares, de potencia milimétrica a decimétrica con abundantes restos bioclásticos, oxidaciones y nódulos intersticiales carbonatados y yesíferos (Fig. 3.25c).

Interpretación

La asociación de litofacies calizas y margas (KM) puede ser referida a un sistema lacustre-palustre somero de baja energía, agua dulce y predominio de precipitación carbonatada, si bien la presencia de términos terrígenos demuestra que el lago recibía aportes procedentes desde zonas aluviales. La alternancia entre litologías masivas y bioturbadas, indica variaciones en el espesor de la lámina de agua y en los procesos que controlan la precipitación carbonatada. El sistema lacustre se organizó en dos zonas: una zona cuencal o interna (litoral-sublitoral), con lámina de agua permanente en el que se generaron las facies de calizas masivas, y otra marginal o externa (eulitoral-litoral), con vegetación enraizada y lámina de agua sometida a constantes fluctuaciones.

Las calizas representan la sedimentación en aguas más tranquilas y limpias. El carbonato responde a la acumulación de restos de organismos y la actuación de procesos de bioinducción y fisicoquímicos por variaciones de la concentración del agua (e.g. Wrigth, 1990; Wrigth y Platt, 1991; Castaneir *et al.*, 1999; Alonso-Zarza y Calvo, 2000; Gierlowski-Kordesch, 2010 y referencias incluidas). El carbonato biogénico se produjo por dos mecanismos principales: i) la actividad de comunidades microbianas en el agua y el sustrato, especialmente de aquéllas autótrofas que disminuyen el contenido en CO₂ en las aguas del lago a través de la fotosíntesis (e.g. Platt y Wrigth, 1992; Reading, 1996; Castaneir *et al.*, 1999, 2000; Alonso-Zarza y Wright, 2010; Fregenal Martínez y Meléndez, 2010), y ii) la calcificación de raíces y caráceas igualmente en relación con cambios en la concentración de CO₂ (e.g. Dean y Fouch, 1983; Nichols, 2009; Fregenal Martínez y Meléndez, 2010). A pesar de que la presencia de raíces y organismos bioturbadores fue importante, a microscopio no se observa precipitación carbonatada asociada a las trazas de bioturbación, como ocurría en el caso de la asociación P, evidenciando una menor intensidad de los procesos diagenéticos. Las facies masivas se corresponden con las partes internas del lago, si bien pudieron haberse generado facies laminadas en momentos de fuerte profundización o ascenso de la lámina de agua (Muñoz, 1991; Fregenal Martínez y Meléndez, 2010) que pudieron ser posteriormente destruidas por la acción bioturbadora de organismos en el fondo. En algunos momentos la energía del medio fue mayor, remobilizándose el material del fondo y produciéndose estructuras tractivas. Las zonas más externas del lago están representadas por los términos bioturbados, que corresponden al crecimiento de raíces de plantas de porte superior en las áreas marginales.

Las margas representan momentos de mayor aporte terrígeno y turbidez. Las distintas tonalidades de las margas marcan cambios en la oxigenación, con periodos más reductores cuando el término es oscuro, lo que permitió la conservación de la materia orgánica autóctona o alóctona; en relación con estos niveles se reconocen incluso niveles de lignito. Los niveles claros suelen presentar bioturbación y pátinas de oxidación, e indican condiciones oxidantes en los que se produjo la mineralización y degradación de la materia orgánica. Los niveles con nódulos yesíferos y trazas de bioturbación rellenas por cristales de yeso apuntarían a episodios de mayor salinidad por mayor evaporación y concentración de las aguas.

Los limos representan igualmente la entrada de terrígenos al lago y el retrabajamiento de los depósitos carbonatados marginales, de manera que, durante momentos de mayor descarga, pudieron

Fig. 3.28. Aspecto de campo de la A.L. Yesos (Y). **(a)** Aspecto general de la asociación Y en el entorno de la localidad de Tortajada con su aparente aspecto tabular. **(b)** Aspecto típico de la asociación Y con una morfología más nodular e irregular. **(c)** Niveles de yesos masivos tabulares. **(d)** Detalle de un nivel laminado de yesos en el que destaca la irregularidad de las láminas. **(e)** Aspecto general de un nivel de yesos nodular. **(f)** Detalle de las superficies de los nódulos, en los que destaca la intensa fracturación. **(g)** Detalle que muestra la alternancia de niveles de yesos y algún nivel detrítico con crecimiento de nódulos y cristales secundarios. **(h)** Detalle de una alternancia de láminas yesíferas, cali-



incluso generarse pequeños lóbulos deltaicos por la expansión de las corrientes canalizadas y la actuación de corrientes tractivas en el interior del lago (Fregenal Martínez, 1998; Luzón, 2001; Fregenal Martínez y Melendez, 2010).

En función de sus características y siguiendo la clasificación de Wright (1990) (Fig. 3.3), la asociación de litofacies KM puede ser referida a un sistema lacustre somero con áreas internas (litoral-subitoral) y marginales bien desarrolladas en relación con las que ocasionalmente pudieron establecerse zonas eulitorales.

A.L. local: Calizas (K)

Esta asociación de litofacies está formada principalmente por calizas (90-100%) con raras intercalaciones de margas, limos o carbones (0-10%). Se ha reconocido exclusivamente en la zona del Cerro del Muletón, Villalba Baja, Santa Quiteria y Peralejos (Fig. 3.11).

Las calizas (mudstone a packstone) son blancas, grises y rosáceas, masivas o localmente laminadas, y conforman estratos o paquetes tabulares de 0,2 a 3 m de espesor. En la base de los niveles se encuentran, en ocasiones, intraclastos calcáreos angulosos de hasta 3 cm de diámetro, laminación

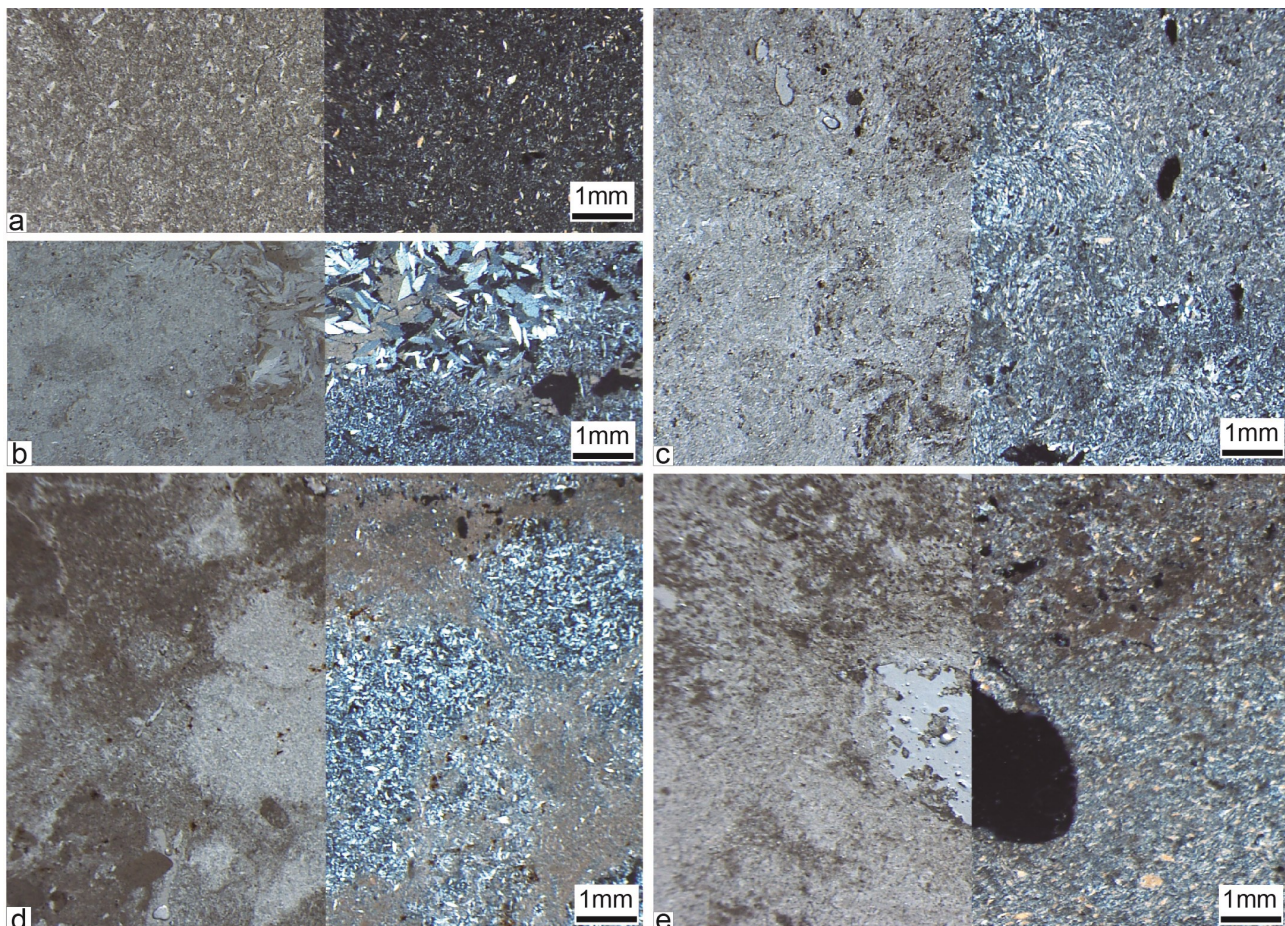


Fig. 3.29. Imágenes en microscopio óptico de la asociación de litofacies Y ennicoles paralelos (izquierda) y cruzados (derecha) para facilitar la comparación y la observación de ciertos detalles. **(a)** Nivel de yesos con cristales tamaño gypsilitita con geometrías lenticulares y maclas en los cristales ligeramente mayores en una matriz micrítica. **(b)** Cristales tamaño gypsarenita con marcadas geometrías lenticulares y maclas; en un encajante que presenta geometrías nodulares. **(c)** Nivel con intensa bioturbación en el que destacan las estructuras tipo *burrow*. **(d)** Agregados de cristales de tamaño fino que corresponden con pequeños nódulos desarrollados en una matriz micrítica con intraclastos micríticos en la parte inferior. **(e)** Intercrecimiento de micrita y cristales yesíferos de tamaño fino y, en el centro, un molde de

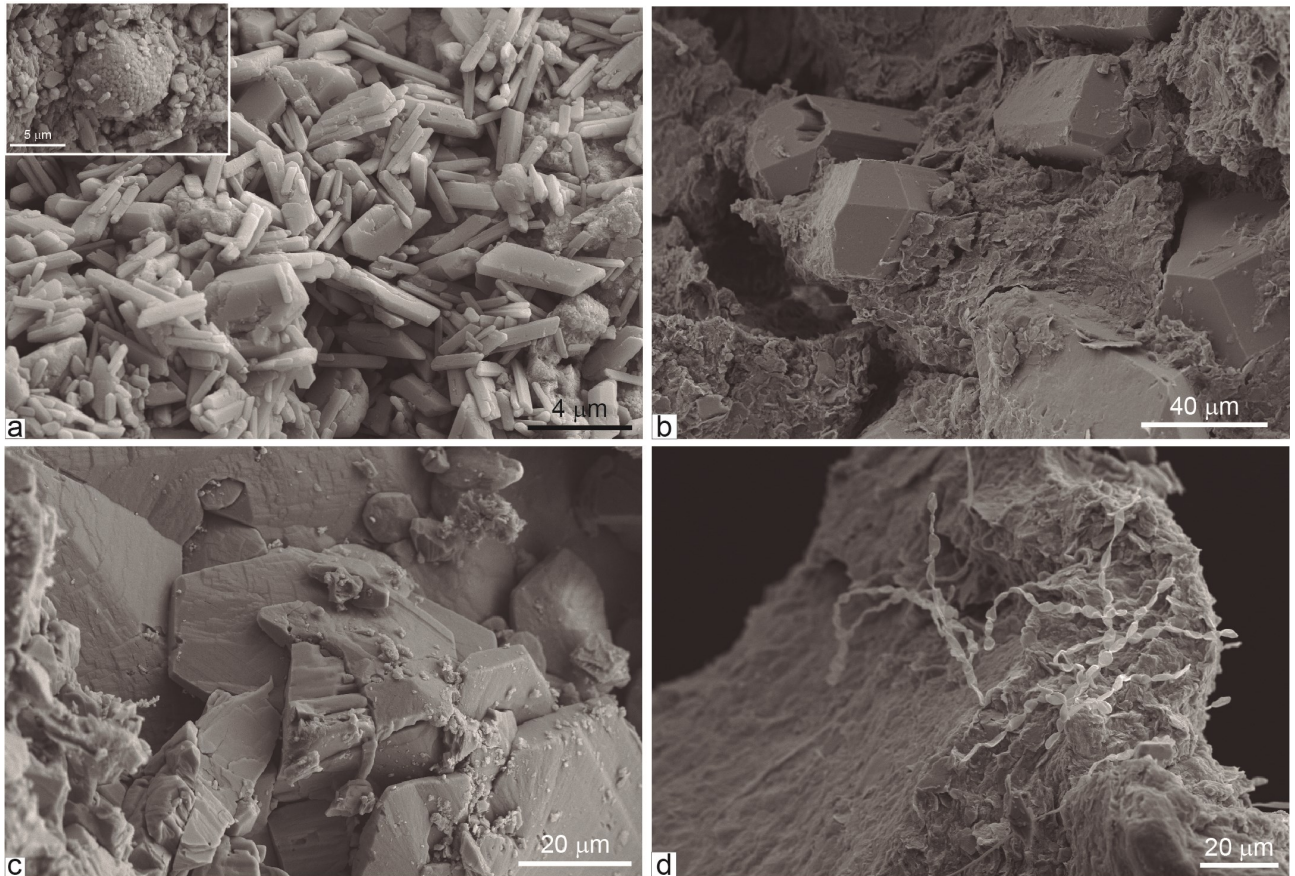


Fig. 3.30. Imágenes en microscopio electrónico (F.E.S.E.M) de la A.L. Yesos (Y). **(a)** Cristales subeuhedrales y lan- ceolados de yeso con algunas piritas de tipo fabroidales (*zoom* en recuadro). **(b)** Cristales de yeso prismáticos, con oquedades de disolución, recubiertos por matriz carbonatada. **(c)** Cristales prismáticos y lenticulares de yeso escasamente recubiertos por matriz carbonatada; nótese la presencia de caras con abrasiones por disolución. **(d)** Filamentos

horizontal y *ripples* simétricos. Hacia techo, presentan microkarstificación y bioturbación, con trazas en ocasiones con óxidos. Los fragmentos de gasterópodos son muy abundantes en los niveles fosilíferos.

Las intercalaciones de margas, limos y carbones son masivas y escasamente superan la potencia centimétrica.

Interpretación

La asociación de litofacies calizas (K) se interpreta en el mismo sentido que los términos calcáreos de la asociación KM. La ausencia o escasa presencia de los términos más detríticos indicaría la existencia de zonas protegidas de la actuación de corrientes tractivas y de turbidez, con aguas más limpias en las que predominaría la acción de bioinducción de carbonato.

La asociación local K se relaciona igualmente con un lago somero de aguas dulces.

3.2.6. A.L. Yesos (Y)

Esta asociación de litofacies está compuesta esencialmente por yesos (90-100%), con raras intercalaciones de calizas, margas y limos (0-10%) (Fig. 3.28a,b y Tabla 3.1). En el área de estudio, esta asociación aparece, con un amplio desarrollo, hacia el centro de la cuenca en la parte central del sector

estudiado, desde el norte de Cuevas Labradas hasta el sur de la localidad de Tortajada. Al sur, en torno a localidad de Teruel, existen afloramientos más puntuales y de menor desarrollo en el área del Cerro de los Aldabades y Los Mansuetos (Fig. 3.11).

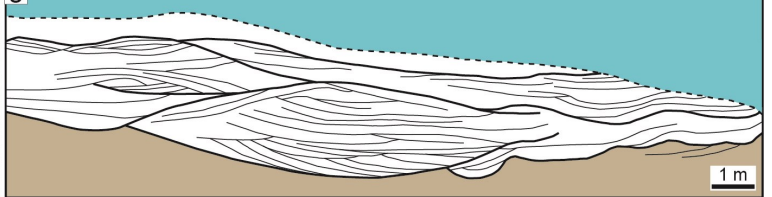
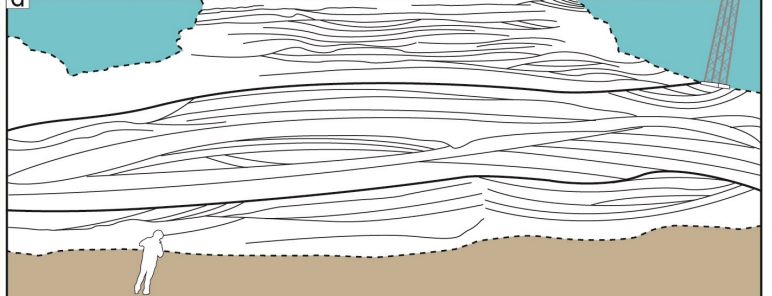
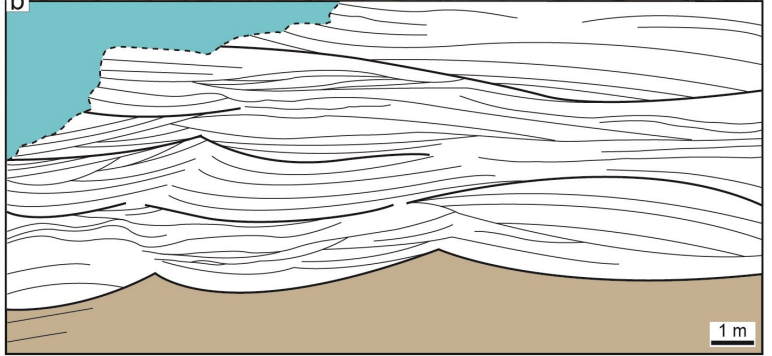
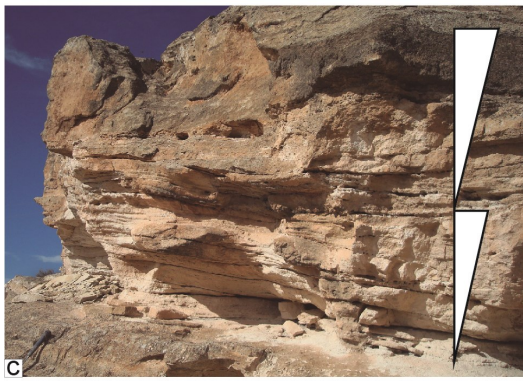
Los yesos, blancos, grises y marrones, son masivos (Fig. 3.28c,d), ocasionalmente nodulares (Fig. 3.28e,f) o laminados (Fig. 3.28g,h). La textura es microcristalina, compuesta por cristales lenticulares con tamaños comprendidos entre < 1 mm a > 2 mm, en función del tamaño de los cristales y de la matriz (Salvany, 1989; Salvany *et al.*, 1994). Forman niveles tabulares, de potencia decimétrica a métrica, intensamente bioturbados, con oxidación, restos ocasionales de gasterópodos, carofitas u ostrácodos, y son frecuentes los nódulos de yeso o carbonato.

La observación a microscopio óptico permite reconocer una textura bastante homogénea, aunque localmente se reconoce la laminación primaria, y clasificar el yeso predominantemente como primario, ya que la mayoría están constituidos por monocristales lenticulares con intercrecimientos y maclas (Fig. 3.29a,b). La matriz es abundante, siendo en muchos casos el porcentaje en matriz carbonatada muy alto (Fig. 3.29a). Cuando los cristales son de mayor tamaño (mesocristalinos) tienen formas subantrales (lenticulares) a anhtrales (Fig. 3.29b). Es muy común la presencia de bioturbación de escala milimétrica a centimétrica (Fig. 3.29c), en ocasiones muy intensa, dado lugar a un aspecto desorganizado del depósito, formando los típicos arcos de los *burrows* o las de menor diámetro rellenas por óxidos. Existen agregados subsféricos de cristales correspondientes a pequeños nódulos (Fig. 3.29b,c,d), que, muy ocasionalmente, han sufrido un proceso de anhidratación. En los enclaves lenticulares y rosetas, los bordes con interpenetrados indican un crecimiento simultáneo. Existen escasos cristales de origen secundario, reconocibles por su geometría más tabular y crecimiento en mosaico, siempre relacionados con algún nódulo o borde de bioturbación. Es frecuente encontrar restos de caráceas, fragmentos y moldes de gasterópodos (Fig. 3.29e) y, muy ocasionalmente, ostrácodos. Asimismo, se encuentran con bastante frecuencia granos de cuarzo subredondeados e intraclastos carbonatados (Fig. 3.29d,e). Las escasas facies laminadas en las que se reconoce una alternancia de bandas de cristales de yeso de distinto tamaño se encuentran con intercalaciones de bandas de composición carbonatada de escaso espesor.

En microscopio electrónico se observa que predominan los cristales de yeso prismáticos subeuhedrales o lenticulares de pequeño tamaño (escasamente superan $4 \mu\text{m}$) dispuestos en agregados (Fig. 3.30a) entre los que crecen piritas framboidales. También existen cristales de mayores dimensiones (hasta $> 40 \mu\text{m}$) igualmente con geometrías prismáticas (Fig. 3.30b) o lenticulares (Fig. 3.30c); en algún caso se reconoce en su superficie evidencias de disolución y que crecen o son recubiertos por una matriz de tipo carbonatada. También ocasionalmente se han reconocido restos microbianos (Fig. 3.30d).

Los análisis de difracción de rayos X realizados a 18 muestras de yesos (Fig. 3.19e) muestran que, en la mayoría, el contenido en yeso es $> 70\%$. Estas muestras, en concreto, se corresponden con muestras tomadas en las zonas más internas, es decir, alejadas de las asociaciones de la orla palustre. En

Fig. 3.31. Aspecto general en campo de la A.L. Limos y Carbonatos (LiK) en el entorno de Villalba Baja. **(a)** Aspecto general de la asociación LiK. **(b)** Imagen de campo y esquema de la superposición de morfologías lobuladas y erosivas típicas de la asociación LiK. **(c)** Detalle de dos secuencias estrato- y granocrecientes formando parte de un lóbulo. **(d)** Imagen y esquema mostrando las múltiples geometrías canaliformes y lobuladas desarrolladas en areniscas y limos. **(e)** Detalle de un nivel lobulado que coincide con una secuencia estratocreciente. **(f)** Detalle de un cuerpo canaliforme que muestra una burda estratificación cruzada en surco. **(g)** Imagen de campo y esquema de un cuerpo cóncavo-convexo desarrollado en limos y fitoclásticos de tobas en el que destaca la presencia de estratificación cruzada en surco dominante hacia la base. **(h)** Detalle de la estratificación cruzada planar en un nivel cóncavo-convexo de limos



cambio, aquéllas con menor contenido en yeso y que presentan mayor contenido en filosilicatos (20-30%) y calcita (30-40%) y tienen trazas de anhidrita y hematites se localizan siempre en zonas más externas, en tránsito hacia facies palustres, lacustres carbonatadas o deltaicas.

Las calizas (mudstone) son blancas y masivas y aparecen en estratos muy irregulares, localmente tabulares, de espesor decimétrico que pueden presentar bioturbación y nodulización.

Las margas son masivas, de tonos verdosos y negros, y conforman niveles tabulares de espesor decimétrico en los que, a veces, se reconoce bioturbación, restos de gasterópodos, deformaciones en sedimentos blandos y nódulos carbonatados o yesíferos. Ocasionalmente, muestran un aspecto laminado como resultado de la alternancia de láminas de margas oscuras y yeso blanco.

Interpretación

La asociación de litofacies yesos (Y) se corresponde con la precipitación subacuosa o intersticial de yeso en un sistema lacustre evaporítico somero, con características similares a las zonas marginales-intermedias de un sistema tipo *playa-lake* (Hardie *et al.*, 1978; Lowenstein y Hardie, 1985; Salvany, 1989), no habiéndose identificado facies referibles a zonas internas bien definidas. Las características descritas son muy similares a las descritas por Salvany *et al.* (1994) para los lagos salinos marginales del borde sur de la Cuenca del Ebro, si bien en este caso no se han reconocido nódulos de sílex, y los nódulos de yeso/anhidrita no superan el diámetro decimétrico.

En momentos de mayor aridez las aguas se encontraron más concentradas, produciéndose la precipitación del yeso, mientras que en episodios de mayor dilución de las aguas (probablemente más húmedos) se vería favorecida la precipitación carbonatada (Salvany *et al.*, 1994). Estas oscilaciones de la lámina de agua darían lugar a fases alternantes de expansión y retracción lacustre. En estos ambientes, el yeso puede precipitar bajo lámina de agua en forma de finos cristales en la interfase agua-sedimento (generándose microcristales de mayores dimensiones) o en forma de pequeños microcristales en la interfase agua-aire que posteriormente caen al fondo. Las litofacies laminadas de grano muy fino corresponderían con las zonas más profundas. La abundante matriz carbonatada en las muestras y las bandas de carbonato en las facies laminadas apunta a la frecuente dilución de las aguas por entradas de agua dulce de escorrentía o precipitación. La reorientación de los cristales en los *burrows* o el relleno por cemento yesífero en mosaico es indicativa de una bioturbación más o menos contemporánea con la precipitación del yeso (Salvany *et al.*, 1994). Las escasas facies nodulares observadas representan la precipitación por bombeo evaporítico a partir de salmueras intersticiales concentradas en momentos de bajo nivel lacustre, desarrollándose nódulos o cristales intersticiales en un sedimento anterior todavía blando (Salvany, 1989; 1997; Salvany *et al.*, 1994). El predominio de yeso y la presencia de framboides de pirita son indicativos de la actuación de bacterias sulfatoreductoras (Corzo *et al.*, 2005), existiendo, por tanto, condiciones anóxicas en el fondo lacustre al menos durante algunos estadios.

Las margas, calizas y limos representarían episodios de avenidas, con entrada de aguas dulces y la correspondiente dilución de la salmuera evaporítica. En estos episodios se vería favorecida la precipitación de carbonatos y la decantación del material terrígeno.

Esta asociación de litofacies (Y) es referida, por tanto, a las zonas marginales-intermedias de un

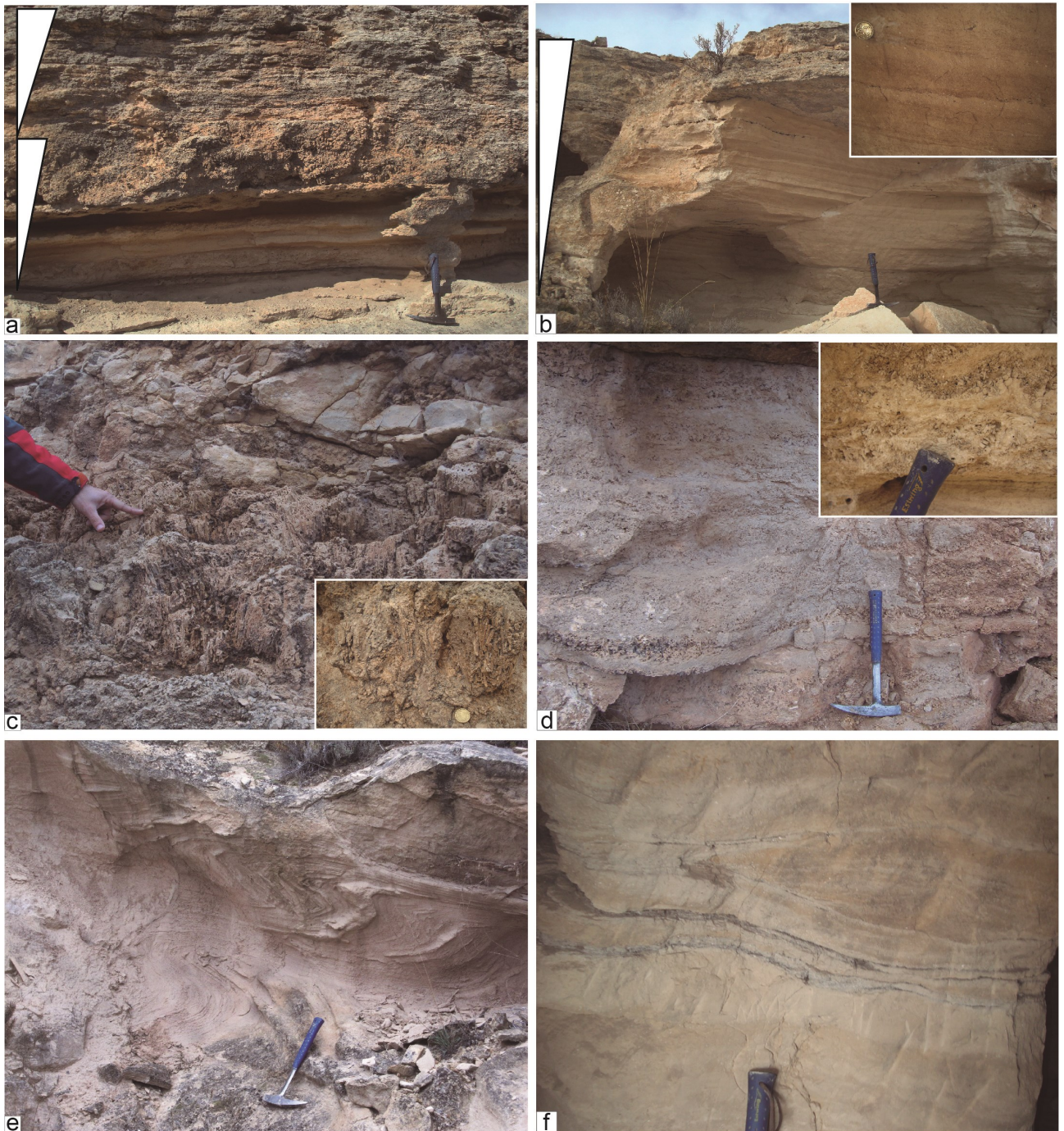


Fig. 3.32. Aspectos de detalle de la asociación de litofacies LiK. **(a)** Dos secuencias estrato- y granocrecientes compuestas por limos laminados que culminan en niveles de fitohermos. **(b)** Imagen y detalle de la laminación en una secuencia granocreciente compuesta por láminas de limos, limos con fitoclastos y limos con gasterópodos. **(c)** Imagen y detalle de un nivel de tallos de fitohermos en posición de vida. **(d)** Aspecto típico y detalle de la asociación LiK con desarrollo de láminas detríticas finas y láminas de fitoclastos. **(e)** *Slump* afectando a facies de limos laminados. **(f)** Es-

sistema lacustre-evaporítico de tipo *playa-lake* (Salvany, 1989; Salvany *et al.*, 1994).

3.2.7. A.L. Limos y Carbonatos (LiK)

Esta asociación de litofacies LiK esta compuesta por limos carbontados (80-100%) con intercalaciones de tobas (0-20%), areniscas (0-20%), calizas y margas (0-10%) (Fig. 3.31 y Tabla 3.1). Esta asociación se reconoce exclusivamente en la zona de Villalba Baja, inmediatamente al oeste de la

localidad (Fig. 3.11).

Los limos son blancos, grises o amarillentos y se disponen en estratos tabulares a lenticulares de espesor, generalmente, decimétrico que forman paquetes tabulares, planoconvexos o cóncavo-convexos, de hasta 3,7 m de potencia (Fig. 3.31 a-f). Estos materiales se organizan frecuentemente en secuencias estratocrecientes y granocrecientes de diversa escala (Figs. 3.31c y 3.32a,b).

Los niveles tabulares presentan laminación paralela y puntualmente laminación cruzada (Fig. 3.32a,b). Los niveles cóncavos y lobulados exhiben estratificación cruzada planar y en surco (Fig. 3.31f,h), laminación cruzada y *ripples*. Contienen abundantes gasterópodos que se organizan en secuencias centimétricas con evolución granocreciente (Fig. 3.32b). Es muy común la presencia de estructuras de deformación como diques clásticos, huellas de carga y *slumps*, que generalmente afectan a los niveles tabulares (Fig. 3.32e), y estratificación cruzada *humocky* (Fig. 3.32f). Ocasionalmente, se reconocen trazas de bioturbación, *mudcracks* y pátinas de oxidación.

Los análisis de DRX de 29 muestras de limos (Fig. 3.19f) indican una composición entre dos extremos: niveles formados por más de un 90% de calcita y niveles con elevado contenido en filosilicatos (>60%) pero con calcita y yesos bastante representativos (hasta 30%).

Las tobas son marrones a grises y forman niveles tabulares de 0,1 a 0,8 m de potencia con superficies de estratificación a menudo irregulares; más ocasionalmente se han reconocido cuerpos marcadamente canaliformes con estratificación cruzada (Fig. 3.31g). Siguiendo la clasificación de Arenas *et al.* (2010), las tobas se corresponden predominantemente con facies de fitohermos tanto en posición de vida como inclinados (Fig. 3.32c) y con tobas fitoclasticas (Fig. 3.32d). En las primeras, destacan los moldes de los tallos (boundstone de tallos) y las hojas, con escasa matriz o cemento carbonatado (Fig. 3.32d).

Las areniscas son marrones y anaranjadas, de grano fino a medio, y se disponen en estratos tabulares o laxamente canaliformes de potencia decimétrica con laminación paralela o estratificación cruzada planar (Figs. 3.31g y 3.32a). En microscopía óptica, se reconocen intraclastos calcáreos y fragmentos de tobas, gasterópodos y ostrácodos. Las muestras de areniscas analizadas por DRX presentan un contenido en calcita del 100% (Fig. 3.19f); su observación en microscopio óptico revela que se encuentran exclusivamente formadas por restos de tobas y caráceas. Los análisis granulométricos en las arenas indican que, en general, el transporte en suspensión está muy bien representado, existiendo en algunas muestras también población de tracción, a menudo con retrabajamiento (Fig. 3.13e).

Las margas, de tonos ocres, blancos y negros, aparecen en niveles tabulares a irregulares y espesor decimétrico a métrico. Son frecuentes los restos de gasterópodos y la bioturbación. Los niveles ocres y negros muestran laminación y, con frecuencia, nódulos yesíferos y carbonatados. Asimismo, se reconocen costras carbonatadas y férricas y, más localmente, cristales de yeso y fragmentos de huesos largos de macromamíferos. Los niveles blancos suelen ser masivos, presentan abundantes restos de materia orgánica y, localmente, intraclastos de limos carbonatados.

Las calizas son blancas, con textura wackestone-packstone (de fragmentos de gasterópodos) y se disponen en niveles tabulares de espesor decimétrico a métrico. Son masivas o bioturbadas, localizándose

la bioturbación, a menudo, a techo de los niveles. Con frecuencia se reconocen costras carbonatadas.

Interpretación

La asociación de litofacies limos y carbonatos (LiK) se interpreta, a partir de las geometrías de los cuerpos sedimentarios, estructuras sedimentarias y evolución vertical, como depósitos de origen deltaico, pudiendo corresponderse con en su mayoría con el ambiente de frente deltaico, y en menor medida con depósitos de llanura deltaica que en su mayor parte se corresponderían con zonas palustres localizadas aguas arriba (ver apartado 3.3).

A pesar de que el frente deltaico fue descrito como una lámina de arena por Fisk *et al.* (1954), estudios más recientes (van Heerden y Roberts 1988; Tye *et al.*, 1999; Rodríguez *et al.*, 2000; Bhattacharya y Willis, 2001; DuMars, 2002; Overeem *et al.*, 2003; Olariu *et al.*, 2005; García-García *et al.*, 2006a), muestran que se corresponde con una asociación compleja, que consta de múltiples canales distributarios terminales, diques subacuáticos y barras de desembocadura. En el frente deltaico se produce el depósito de la mayor parte de la carga sedimentaria terrígena transportada por los canales, lo que conlleva el desarrollo de frecuentes *slumps*, turbiditas y deformaciones de sedimentos blandos. Las barras de desembocadura son la morfología más representativa de este sector y se caracterizan por presentar una pendiente suave aguas arriba y una mayor pendiente aguas abajo. En momentos de muy baja lámina de agua pueden llegar a emerger, siendo colonizadas, a menudo, por vegetación. En episodios de tormenta se ven fuertemente retrabajadas por el desarrollo de un intenso oleaje. Los canales distributarios se desarrollan en la llanura deltaica distal o en la parte proximal del frente deltaico (Bhattacharya; 2006) (Fig. 3.6). En los canales distributarios localizados entre barras (canales terminales), el relleno se produce tanto por la carga de fondo del canal alimentador como por avenidas producidas por el desbordamiento de canales vecinos y puede presentar evolución granulométrica granodecreciente, granocreciente o nula (Olariu y Bhattacharya, 2006). Los canales distributarios terminales están estrechamente asociados con las barras de desembocadura, que pueden llegar a colmatarlos completamente.

En la zona de estudio, el sistema deltaico se alimentó a partir de corrientes acuosas procedentes del oeste que entraron en un lago salino localizado al este (tal y como demuestra la relación entre las

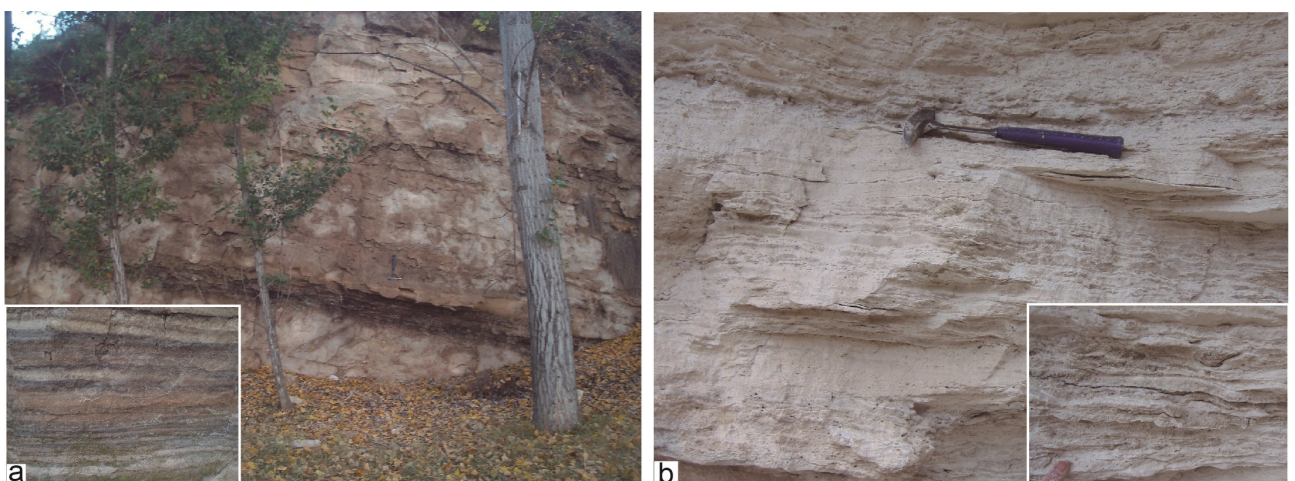
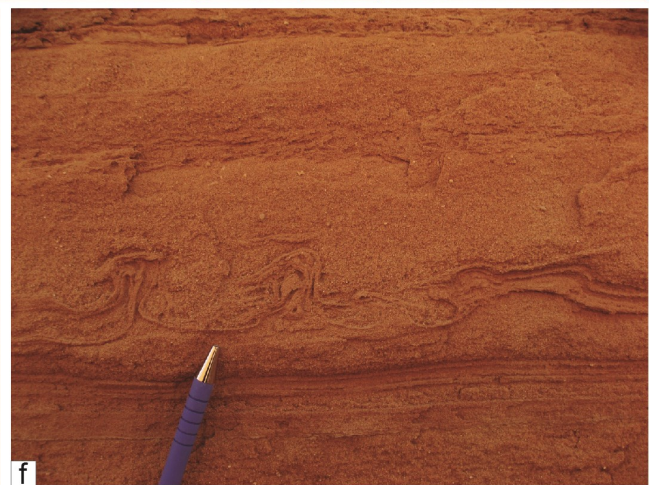
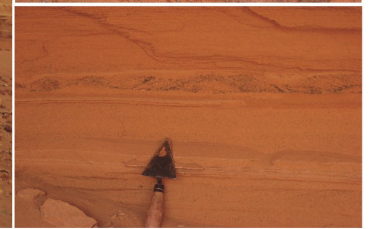
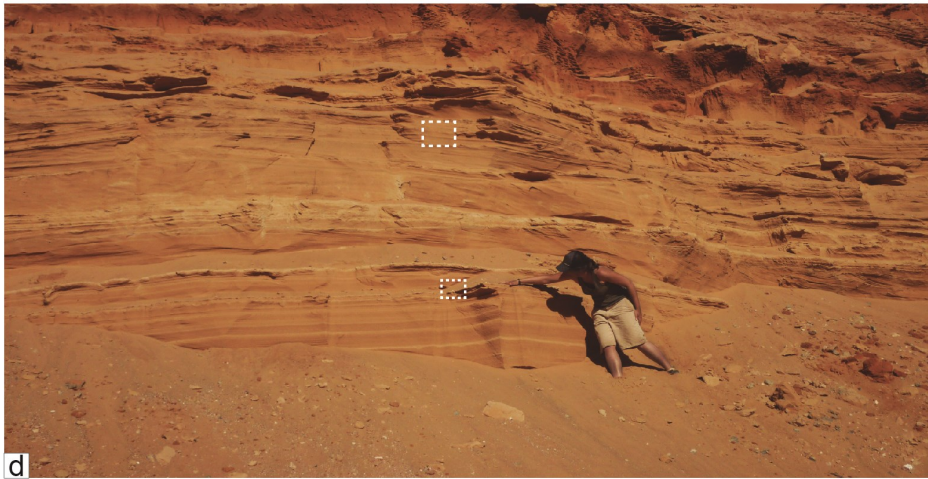
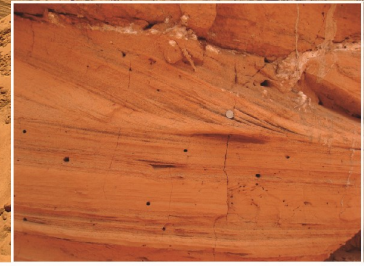
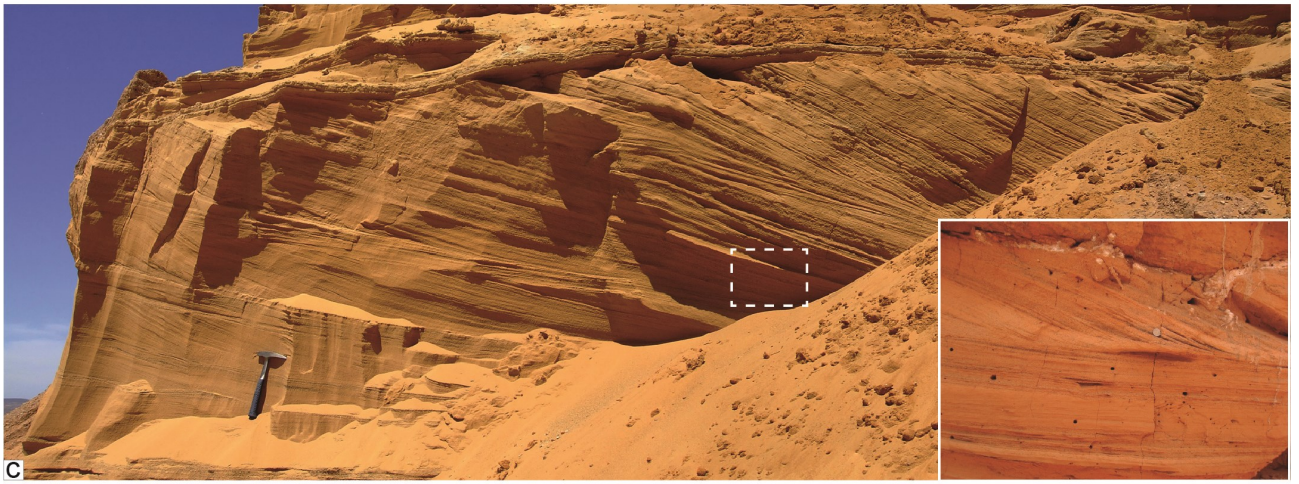


Fig. 3.33. Aspecto de campo de la asociación de litofacies local LiMY. **(a)** Aspecto general de la asociación LiMY en el entorno de Villalba Baja y detalle que muestra, dentro de la fina laminación, la gran cantidad de materia orgánica (tonos negruzcos). **(b)** Detalle de la asociación LiMY compuesta por una alternancia de láminas de yesos y limos con

asociaciones de facies; ver apartado 3.3). Los niveles constituidos por arenas finas y limos, en estratos con geometría lobuladas y buen desarrollo de estratificación cruzada y laminación paralela, se asocian a barras de desembocadura terminales en el frente deltaico (Wright, 1977; García-García *et al.*, 2006a; Ghinassi *et al.*, 2009; Ambrosetti *et al.*, 2017). Los términos con estratificación cruzada se corresponden con el depósito y migración de la barra de desembocadura en las zonas más próximas al borde del lago, donde los efectos de la interacción entre corrientes acuosas y carga de fondo son más notables. La presencia de laminación paralela, en ocasiones asociada a la existencia de acumulaciones de pequeños gasterópodos con granoselección, se relaciona con las partes distales de las barras, hacia el interior del lago, donde dominan los procesos de flotabilidad y la acumulación de material retrabajado en episodios de tormentas (Rodríguez-López y Arche, 2010; Ambrosetti *et al.*, 2017). Los cuerpos con bases cóncavas, no necesariamente erosivas, se relacionan con canales distributarios y canales terminales que han sido rellenados por la movilidad de las barras de desembocadura (Olariu y Bhattacharya, 2006; Olariu *et al.*, 2010; Martini y Sandrelli, 2015; Ambrosetti *et al.*, 2017). En los de mayor tamaño de grano todavía existe un predominio del material transportado como carga de fondo, desarrollándose megarripletes arenosos. Los cuerpos de geometría cóncava y bajo relieve, con granulometría similar a las barras de desembocadura, estratificación cruzada y laminación paralela, corresponderían, en cambio, con la parte terminal de los canales distributarios generados bajo la masa de agua lacustre (Olariu y Bhattacharya, 2006; Martini y Sandrelli, 2015). La presencia de formas complejas lobuladas y canalizadas se debe a las continuas bifurcaciones inducidas por el crecimiento de las barras de desembocadura en la salida de los canales distributarios terminales, típica en los complejos *shoal water deltas* (Olariu y Bhattacharya, 2006) o deltas de tipo fluvial (Rodríguez-López y Arche, 2010), considerando a la clasificación de Postma (1990). Atendiendo a los trabajos de Visher (1969), las granulometrías son las características de canales distributarios deltaicos con predominio de materiales finos transportados por corrientes acuosas bien organizadas y excepcionales distribuciones de turbidez consecuencia de los fenómenos de desestabilización y desbordamiento. La presencia de abundantes estructuras de deformación es característica de los ambientes de frente deltaico, e indicativas de una alta tasa de sedimentación, especialmente notable en momentos de rápida y alta descarga acuosa. En el depósito todavía blando, la alta descarga produce una sobrecarga y desestabilización, generándose como consecuencia *slumps*, escapes de fluidos y huellas de carga.

Las tobas intercaladas entre los depósitos predominantemente limosos corresponden a construcciones fitohérmicas de plantas superiores, evidenciando la presencia, al menos temporal, de una masa de agua dulce, somera y a temperatura ambiente en la que se desarrolló vegetación de carácter hidrofítico (Ordoñez y García del Cura, 1983; Pedley, 1990, 2009; Ford y Pedley, 1996). Alrededor de los tallos de plantas se produjo la precipitación de cemento calcítico controlada por procesos físicos y biológicos (Arenas *et al.* 2010 y referencias incluidas). Posteriormente, tras la degradación posterior de la

Fig. 3.34. Aspecto de campo de la A.L. Areniscas (A). **(a)** Aspecto general de la asociación A al sur de la localidad de Escorihuela, al pie de la Sierra del Pobo. **(b)** Aspecto típico de la asociación A en la cantera de Escorihuela; nótese las intercalaciones de lutitas rojas y conglomerados grises hacia la parte superior. **(c)** Detalle de las superficies de estratificación cruzada en surco y planar entre las que destacan las superficies de interrupción y reactivación; en el detalle la relación entre el buzamiento de la laminación cruzada planar y la laminación de bajo ángulo. **(d)** Aspecto de afloramiento de la asociación A con predominio de la laminación horizontal entre la que destaca niveles blancos correspondientes con costras carbonatadas y detalles, abajo, de la laminación paralela (inferior) y laminación de *ripples* de adhesión (superior) y, arriba, *ripples* formados por granulometría más grosera (nivel oscuro) entre niveles con laminación paralela. **(e)** Detalle de una huella de hervíboro. **(f)** Detalle de laminación desestructurada por escape de fluidos y



parte orgánica, da lugar a los moldes tobáceos y a la presencia de abundantes restos orgánicos (carbonosos). La vegetación pudo desarrollarse tanto en las bahías interdistributarios de la llanura deltaica distal, en momentos de descenso de la lámina de agua, como en la parte alta de las barras de desembocadura, en momentos de rápida agradación (Olariu y Bhattacharya, 2006; García-García *et al.*, 2006b). La destrucción de los edificios de tobas, durante descargas fluviales energéticas o episodios de fuerte oleaje relacionados con tormentas, dio lugar a las tobas fitoclásticas. Los fragmentos de toba y los materiales detríticos finos procedentes de los sistemas aluviales constituyen la carga detrítica que construyó el sistema deltaico.

Las calizas y margas corresponderían con la precipitación de carbonato y depósito de material terrígeno en suspensión bajo lámina de agua en momentos de dilución de las aguas y escaso aporte, si bien también pueden relacionarse con charcas localizadas en las bahías interdistributarios, en la parte distal de llanura deltaica. La presencia de bioturbación y cierta nodulización en sus partes superiores indicaría que se trataba de procesos rápidos de profundización-somerización, en los que volvía a dominar la sedimentación detrítica. La abundancia de niveles carbonosos indica que la materia orgánica procedente de restos vegetales estuvo sometida, al menos parcialmente, a condiciones anóxicas, viéndose impedida su mineralización completa.

Esta asociación de litofacies Limos y Carbonatos (LiK) es referida a partir de sus características a un sistema deltaico superficial de tipo fluvial y bajo gradiente de tipo D. Concretamente, se correspondería con un delta modelo 8 en la clasificación de Postma (1990) (Fig. 3.8).

A.L. local: Limos, Margas y Yesos (LiMY)

Esta asociación de litofacies está formada por una fina laminación que resulta de la alternancia de limos carbonatados, margas ricas en materia orgánica y yesos, sedimentos que suelen presentarse en proporciones similares (30-50%) (Fig. 3.33 y Tabla 3.1). Esta asociación aparece poco desarrollada en torno al cauce del río Alfambra entre las localidades de Villalba Baja y Tortajada (Fig. 3.11).

Los limos son grises, blancos y marronáceos (Fig. 3.33) y presentan abundantes gasterópodos de todos los tamaños organizados en secuencias centimétricas normalmente granodecrecientes.

Las margas, grises o negras (Fig. 3.33a), muestran restos vegetales y abundantes gasterópodos.

Los yesos son blancos y grises, ocasionalmente marrones, de tipo microcristalino (Fig. 3.33b) y son frecuentes los restos de gasterópodos.

Interpretación

Las características de esta asociación de litofacies LiMY y sus relaciones laterales con otras asociaciones permiten interpretar una sedimentación de carácter mixto en zonas lacustres salinas internas dónde tendría lugar la decantación de materiales finos a partir de "plumas" generadas por la entrada al lago de la carga transportada por canales alimentadores. En estas condiciones, lo más probable es que se formase un delta de tipo hipopícnico (Fig. 3.7) por el contraste de densidad entre las aguas dulces procedentes de los sistemas aluviales y las aguas concentradas del sistema salino (Bhattacharya, 2006,

2010; Rodríguez-López y Arche, 2010). Cuando la pluma comenzara a perder inercia los procesos de decantación y floculación darían lugar al depósito del material fino (limos y margas) que alcanzaría en suspensión las zonas internas. La presencia de láminas yesíferas indica que, en los momentos de escaso aporte detrítico, se producía la precipitación de yeso a partir del agua salina lacustre (e.g. Bhattacharya, 2006). La presencia y conservación de la materia orgánica es muy común en estos ambientes y se relaciona con aportes de restos vegetales procedentes desde la zona de la llanura deltaica, así como con la producción de materia orgánica en el propio lago que no experimentó una mineralización completa debido a la existencia de condiciones anóxicas en el fondo lacustre.

Esta asociación de litofacies local LiMY se localiza siempre en el tránsito entre la asociación LiK y la asociación Y (Fig. 3.11), correspondiéndose, por tanto, con los depósitos de prodelta en tránsito a la zona lacustre interna (e.g. Bhattacharya, 2006).

3.2.8. A.L. Areniscas (A)

Esta asociación de litofacies está compuesta por areniscas (80-90%) con ocasionales intercalaciones de lutitas (0-20%), conglomerados o calizas (0-10%) (Fig. 3.34a,b y Tabla 3.1). Se ha reconocido exclusivamente en el margen oriental, al pie de la Sierra del Pobo, en el entorno de la localidad de Escorihuela (Fig. 3.11).

Las areniscas son ocreas, de grano fino a grueso, muy bien seleccionadas y aparecen en cuerpos tabulares de potencia decimétrica a métrica, lateralmente muy continuos, con elevada organización interna. Existen niveles con estratificación cruzada en surco y planar de escala métrica con *sets* generalmente decimétricos y granodecrecientes; presentan superficies erosivas internas con menor inclinación que la laminación de *foreset* (Fig. 3.34c). Igualmente, existen niveles con laminación paralela y estratificación de bajo ángulo que presentan una marcada bimodalidad granulométrica entre láminas. También se reconoce laminación cruzada, granoselección inversa, laminación de *ripples* de adhesión y *ripples* asimétricos, costras carbonatadas, bioturbación (Fig. 3.34d), huellas de mamíferos (Fig. 3.34e) y estructuras de deformación en sedimentos blandos (Fig. 3.34f).

Las lutitas son rojizas y masivas y se disponen en niveles tabulares de espesor decimétrico que ocasionalmente muestran bioturbación y nódulos carbonatados (Figs. 3.34d). Estos niveles tapizan las areniscas o localmente se interdigitan con la parte inferior de las láminas de estratificación cruzada (*toesets*) (Fig. 3.35a).

Los conglomerados son grisáceos, clastosoportados y con matriz arenosa de grano fino. Están compuestos principalmente por cantos redondeados silíceos rojos, aunque también los hay carbonatados grises y negros, con un tamaño máximo de 5 cm; destacan localmente bloques subangulosos de arenisca ocre de hasta 20 cm. Estos materiales se disponen en niveles tabulares de espesor decimétrico, masivos o con estratificación horizontal, o en cuerpos canaliformes masivos o con estratificación cruzada en surco o planar muy mal desarrolladas (Fig. 3.35a).

Las calizas (mudstone-wackestone) son blancas y forman estratos tabulares, con bases a veces irregulares, de potencia decimétrica, localmente métrica; muestran intensa bioturbación y fragmentos de gasterópodos (Fig. 3.29b).

Interpretación

Esta asociación de litofacies Areniscas (A) fue descrita en detalle e interpretada por Rodríguez-López *et al.* (2012), quienes la caracterizan como resultado de la actuación de flujos eólicos y desarrollo de formas eólicas en zonas de interacción con sistemas aluviales y áreas palustres. Las distintas litologías evidencian una alternancia de condiciones áridas y húmedas.

Los cuerpos de arena de espesor métrico con estratificación cruzada corresponden al desarrollo de dunas de cresta recta o barjanoides por acumulación de arena debido a la pérdida de capacidad de transporte del viento. En la zona de sotavento, las caras de avalancha responden a procesos de *grainfall*, a veces alternando con *grain-flows* (e.g. Collison, 1986; Kocurek, 1996; Mountney, 2006a,b). Las bases y muros planos, relativamente paralelos, de los cuerpos arenosos indican que existieron etapas de vientos infrasaturados con desarrollo de superficies de deflación y de dunas compuestas (Kocurek y Havholm, 1993). En el mismo sentido, las superficies de erosión internas indican diferentes episodios, de corta duración, de interrupción y reactivación de la sedimentación, de manera que se generaron dunas compuestas (e.g. Mountney y Thompson, 2002; Mountney, 2006a; Rodríguez-López *et al.*, 2008).



Fig. 3.35. Aspecto de campo de la A.L. local Areniscas y Lutitas (AL) en el entorno de Escorihuela. **(a)** Aspecto general de la asociación AL al sur de la localidad de Escorihuela; nótese la interdigitación de un potente cuerpo de areniscas con estratificación cruzada con lutitas en la parte inferior y con conglomerados en la superior, localmente estos erosionan a las areniscas. **(b)** Potente nivel de carbonatos nodulosos con estructura prismática intercalado en la asociación

Los cuerpos tabulares con laminación paralela se corresponden con mantos arenosos (*sandsheets*) formados principalmente por la migración de *ripples* traslacionales (e.g. Hunter, 1977; Fryberger *et al.*, 1983; Fryberger y Schenk, 1988; Lancaster, 1993; García-Hidalgo *et al.*, 2002; Scherer *et al.*, 2007). La presencia de costras carbonatadas, raíces y laminación de *ripples* de adhesión apunta a la existencia de un nivel freático alto, de manera que tenían que coexistir áreas de deflación y áreas de estabilización/acumulación (Rodríguez-López *et al.*, 2012). Estos mantos arenosos se desarrollarían en transición entre las dunas y sistemas aluviales o lagos.

Los cuerpos conglomeráticos y lutíticos tabulares intercalados entre los depósitos arenosos apuntarían a llegadas acuosas desconfiadas tipo *sheetflood* o flujos de masas tipo *debris flow* procedentes de los sistemas aluviales en momentos de mayor disponibilidad hídrica (ver interpretación de las asociaciones de litofacies C y CL). Los niveles canaliformes incidieron y retrabajaron las areniscas, y representarían el depósito en condiciones de baja descarga acuosa en periodos húmedos; la presencia de estratificación cruzada en surco y estratificación cruzada planar indica que la energía de la corriente era suficiente para movilizar y modelar barras de escasa topografía (ver interpretación CL y L).

Las lutitas representarían el material fino depositado por decantación tras avenidas en zonas distales o adyacentes a los canales. En los momentos de mayor humedad pudo existir una lámina de agua libre o muy próxima a la superficie, implantándose un ambiente palustre, con desarrollo de vegetación e incluso sedimentación carbonatada.

La asociación de litofacies A se asocia a de campos de dunas en zonas distales de abanicos aluviales donde pudieron desarrollarse igualmente ambientes palustres. Esta asociación ocupa una posición situada al pie de la Sierra del Pobo y paralela al escarpe del sistema de fallas normales que la limitan con la cuenca. En función de la dirección oeste-este deducida para los paleovientos y de la interacción con los sistemas aluviales, el escarpe de la sierra debió actuar como barrera topográfica, permitiendo la acumulación eólica al pie del mismo, en la cara de barlovento. Por todo ello, se considera un sistema de dunas de tipo escalante, *echo* o *cliff-top*, según la terminología de Pye (2009) (ver Fig. 3.10).

A.L. local: Areniscas y Lutitas (AL)

Esta asociación de litofacies está formada principalmente por areniscas (50-60%) y lutitas (50-60%) con raras intercalaciones de conglomerados o carbonatos nodulosos (0-5%) (Fig. 3.35 y Tabla 3.1). Se ha reconocido en el entorno de Escorihuela hasta escasos 3 km al N del sistema eólico (Fig. 3.11). En el área de Concud también existen, localmente, evidencias de esta asociación aunque no se ha reconocido la asociación de litofacies A (Fig. 3.11).

Las lutitas son naranjas, rojas o marrones, masivas y se presentan en niveles tabulares de potencia decimétrica a métrica con bioturbación por raíces; más ocasionalmente, se aprecian nódulos de carbonato, pasadas milimétricas de arena fina ocre que también puede rellenar las trazas de bioturbación y costras carbonatadas y férricas (Fig. 3.35b,c).

Las areniscas son naranjas y marrones, de grano fino a muy grueso, y conforman estratos tabulares, con superficies de estratificación irregulares, de espesor decimétrico o canaliformes de potencia decimétrica a métrica. Los canaliformes muestran mayor selección. Existen niveles masivos (tabulares) o con laminación paralela, laminación cruzada planar y estratificación cruzada en surco. Es común la

presencia de costras férricas y carbonatadas (Fig. 3.35c) y, más ocasionalmente, se reconocen cantos flotantes redondeados calizos, grises y blancos, de hasta 3 cm de diámetro, bioturbación y nódulos de carbonato; estos últimos a techo de los niveles. Los niveles erosivos presentan evolución granodecreciente con *lags* de cantos en la base

Los análisis granulométricos incluyen a los depósitos de la asociación A y AL (Fig. 3.13f). En los primeros se trata de areniscas con muy buena selección y un desarrollo considerable de la población de saltación (95-99%) y el punto de truncación con la población de suspensión en torno a 3Φ . Las muestras procedentes de la segunda asociación presentan una granulometría algo más gruesa, con ausencia de la población de suspensión, siendo totalmente compuestas por una población de saltación o presentar una población de tracción (7-18%) y otra de saltación (67-78%) con el punto de truncación entre $3-4 \Phi$.

Los conglomerados, que son grises y marrones, presentan textura no clastosoportada en la parte inferior de cada cuerpo que pasa a clastosoportada hacia techo. Están compuestos por cantos calcáreos grises y blancos, y silíceos rojos, todos son subangulosos a subredondeados y con diámetro inferior a 4 cm. La matriz es arenosa de grano grueso y color naranja. Los conglomerados se disponen en niveles canaliformes de espesor decimétrico a métrico con cicatrices internas canaliformes que individualizan secuencias grava-gravilla, estratificación cruzada en surco y planar. El techo de estos niveles puede estar bioturbado y pasar lateralmente a carbonatos nodulosos.

Los carbonatos nodulosos, naranjas y blancos, se presentan en cuerpos tabulares-irregulares, generalmente de espesor decimétrico, compuestos por nódulos prismáticos o esféricos y, muy ocasionalmente, contienen cantos subredondeados de tamaño inferior a 4 cm.

Interpretación

La presencia de cuerpos canaliformes y niveles tabulares de areniscas con cantos dispersos y estructuras sedimentarias relacionadas con flujos de carácter tractivo sugiere la existencia de descargas acuosas. Estos episodios de baja descarga en cauces someros alternaron con otros de avenida bruscas y energéticas que generaría depósitos de tipo *sheetflood* (Jones *et al.*, 2001; Hillier *et al.*, 2011). Los cuerpos arenosos compuestos de arenas bien seleccionadas en estas mismas áreas representarían el retrabajamiento de depósitos eólicos previos durante periodos de alta descarga acuosa (Rodríguez-López, 2008; Hillier *et al.*, 2011). A pesar de ello, niveles con muy buena selección con laminación paralela y cruzada planar pueden indicar la actuación de procesos eólicos y el depósito como consecuencia de la deceleración del viento en pequeñas depresiones, como barrancos, o atrapados por la vegetación (Blair, 2000).

Considerando los análisis granulométricos, las muestras con una marcada población de saltación y escasa de suspensión con partículas finas y punto de truncación alto son características, según Visher (1969), de depósitos eólicos. La interpretación para las muestras con buen desarrollo de las poblaciones de truncación y saltación, estando ausentes la de suspensión, y un punto de truncación elevado, es que deben responder al retrabajamiento de los depósitos eólicos en los canales aluviales existentes. La muestra exclusiva de saltación sería correspondiente probablemente a un fenómeno de desbordamiento de tipo *sheet flood*, más propio de un proceso aluvial.

Las lutitas se depositarían por decantación como consecuencia de la pérdida de energía del flujo aguas abajo. Posteriormente, periodos de condiciones subaéreas favorecerían la colonización por la vegetación de estos materiales y los procesos de precipitación de carbonato pedogénico intersticial.

La asociación de litofacies Areniscas y Lutitas se asocia al depósito que tiene lugar en el tránsito entre zonas con predominio de formas eólicas (asociación A) y zonas distales de abanicos aluviales (L).

3.3. RELACIÓN ENTRE ASOCIACIONES DE LITOFACIES

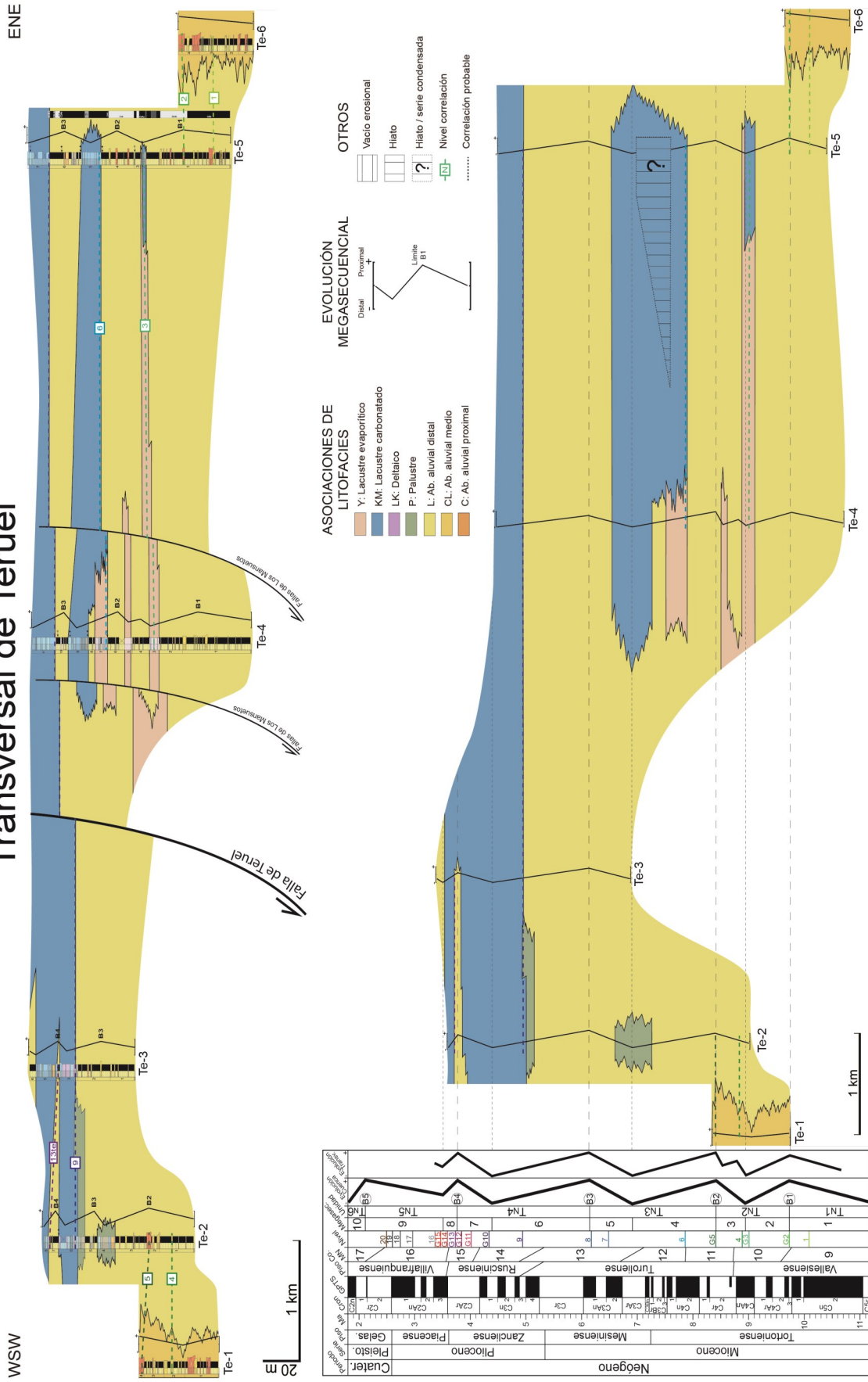
En el apartado anterior se han establecido, descrito e interpretado las asociaciones de litofacies más representativas del sector norte de la cuenca de Teruel. Las asociaciones de litofacies propuestas presentan, como hemos visto (Tabla 3.1), una relación directa con cada uno de los medios sedimentarios reconocidos en la cuenca, mientras las asociaciones locales responden a condiciones locales dentro de estos ambientes. Así, las tres asociaciones terrígenas, conglomerados (C, localmente BL), conglomerados y lutitas (CL, localmente CA) y lutitas (L) representan, respectivamente, los sectores proximales, medios y distales de abanicos aluviales. En este caso, cada asociación de litofacies se corresponde con un subambiente sedimentario. La asociación calizas y margas (KM, localmente K) se corresponde con un sistema lacustre carbonatado, la de yesos (Y) con un sistema lacustre evaporítico y la asociación de carbonatos nodulosos (P, localmente H o PY) con un ambiente palustre. Finalmente, la asociación de limos y carbonatos (LiK, localmente LiMY) se corresponde con un sistema deltaico lacustre y la asociación de areniscas (A, localmente AL) con un ambiente eólico.

Estas asociaciones pudieron coexistir en el espacio o relevarse a lo largo del tiempo, por lo que su análisis espacio-temporal es clave para precisar las interpretaciones sedimentológicas previas y, especialmente, para la caracterización completa de los medios sedimentarios y el establecimiento de la evolución paleogeográfica. Por ello, en este apartado se establecen e interpretan primero las relaciones laterales y verticales entre asociaciones de litofacies, las cuales permitirán caracterizar los sistemas sedimentarios y también conocer su evolución a lo largo del tiempo.

El establecimiento de las relaciones laterales y verticales entre asociaciones de litofacies ha estado basado, por una lado, en la identificación e interpretación de dichas asociaciones en cada uno de los perfiles estudiados, como queda recogido en el Anexo 1 de esta memoria. Por otro, en las

Fig. 3.36. (pág. sig.) Panel de correlación litoestratigráfico (arriba) y cronoestratigráfico (abajo) realizado para la Transversal de Teruel. El panel litoestratigráfico muestra la relación lateral y vertical de las asociaciones de litofacies o ambientes sedimentarios (fondo de color) e incluye las columnas estratigráficas estudiadas (con su nombre correspondiente) y, si existe, el perfil magnetoestratigráfico con el que está correlacionado, la evolución megasecuencial (línea quebrada) y rupturas (B1, B2...) inferidas en cada una de ellas, así como los niveles de correlación y la posición y efectos de las principales fallas reconocidas en la transversal. El panel cronoestratigráfico muestra dichas relaciones integradas en el modelo cronoestratigráfico previamente establecido para este sector de la cuenca de Teruel, así como la presencia de hiatos, vacíos erosionales o series condensadas interpretadas. También se ha incluido la evolución secuencial inferida en la transversal, así como la evolución megasecuencial general propuesta para el sector estudiado

Transversal de Teruel



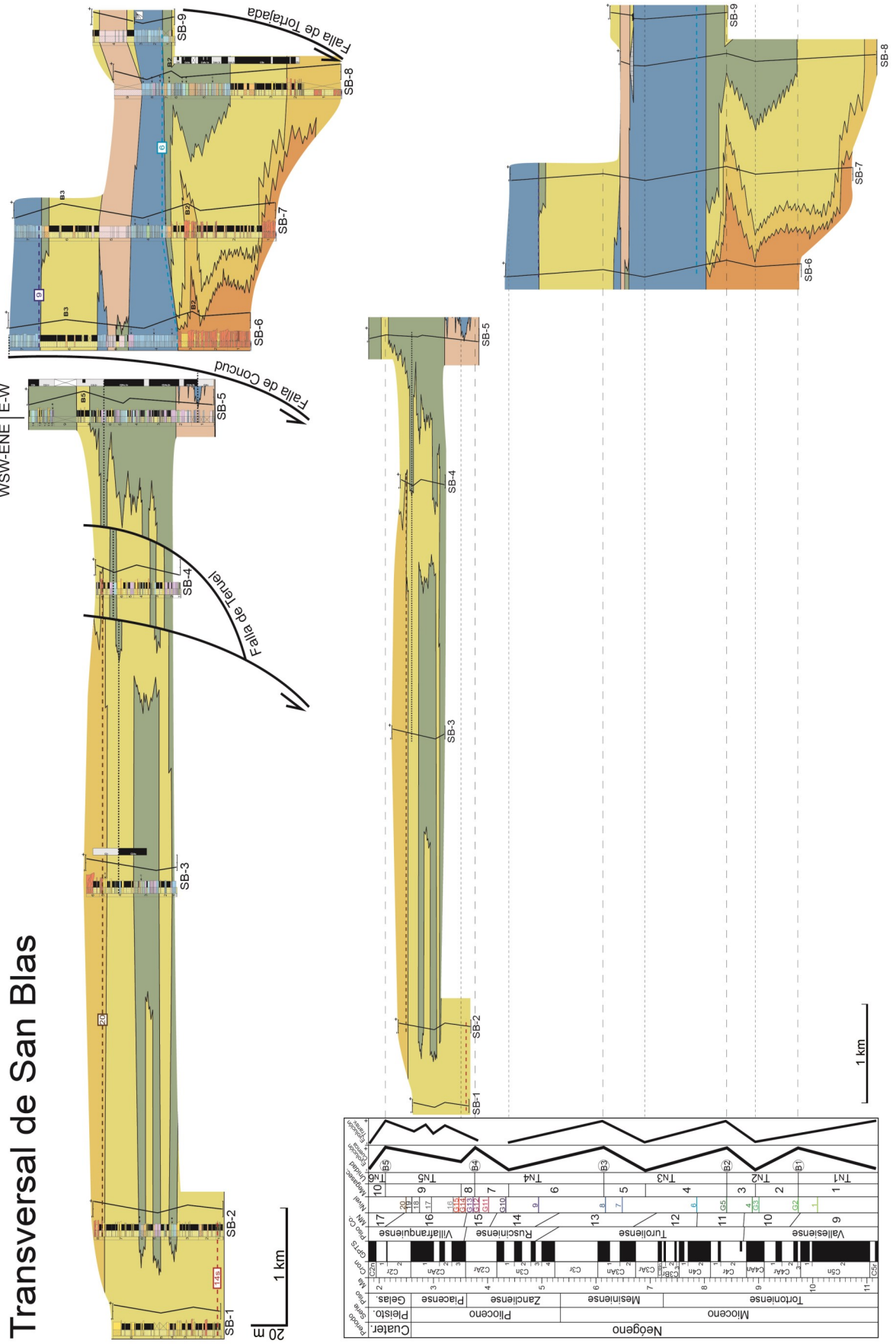


Fig. 3.37. Panel de correlación litoestratigráfico (arriba) y cronoestratigráfico (abajo) realizado para la Transversal de San Blas (leyenda como en Fig. 3.36).

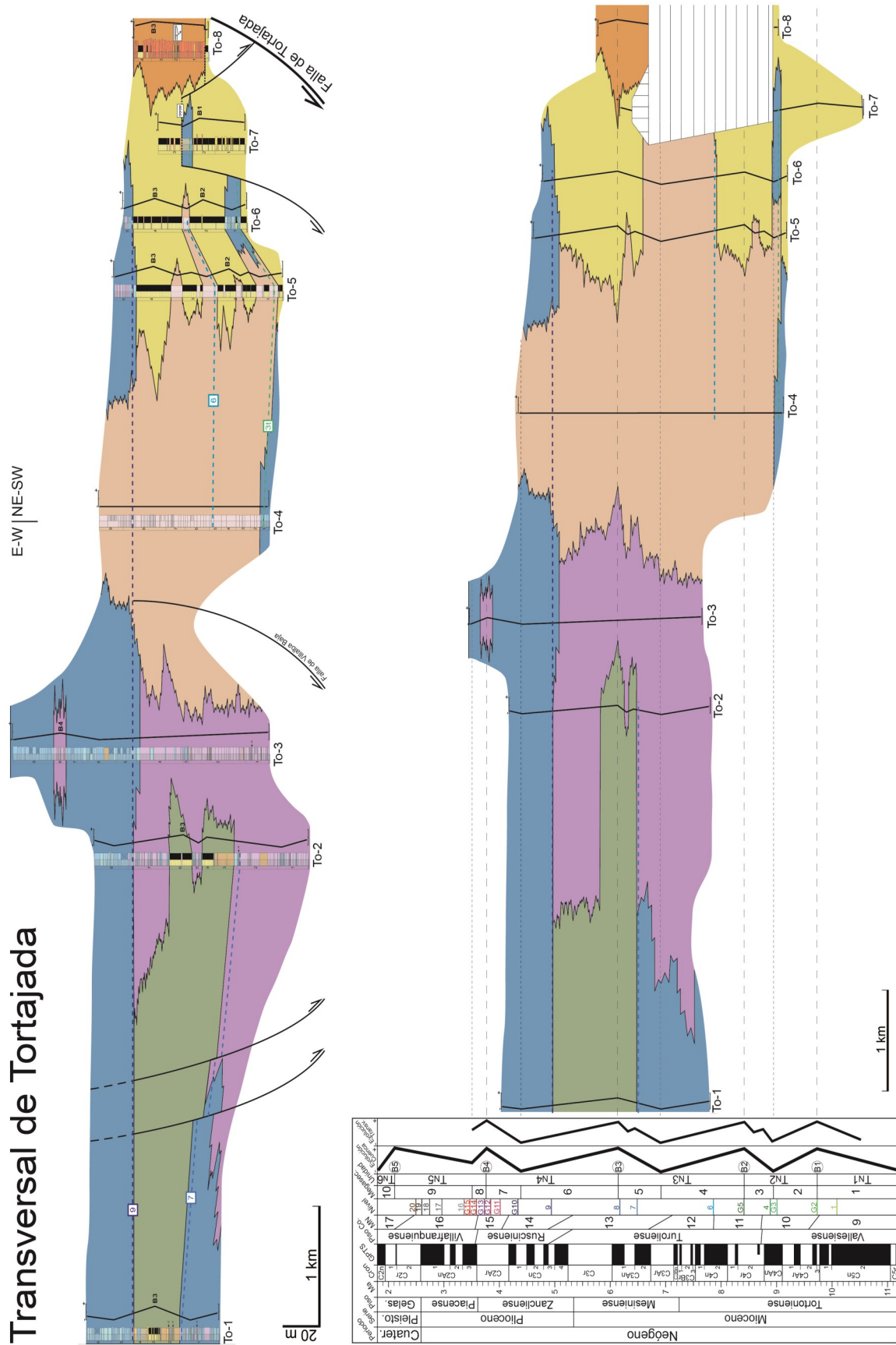


Fig. 3.38. Panel de correlación litoestratigráfico (arriba) y cronoestratigráfico (abajo) realizado para la Transversal de Tortajada (leyenda como en Fig. 3.36).

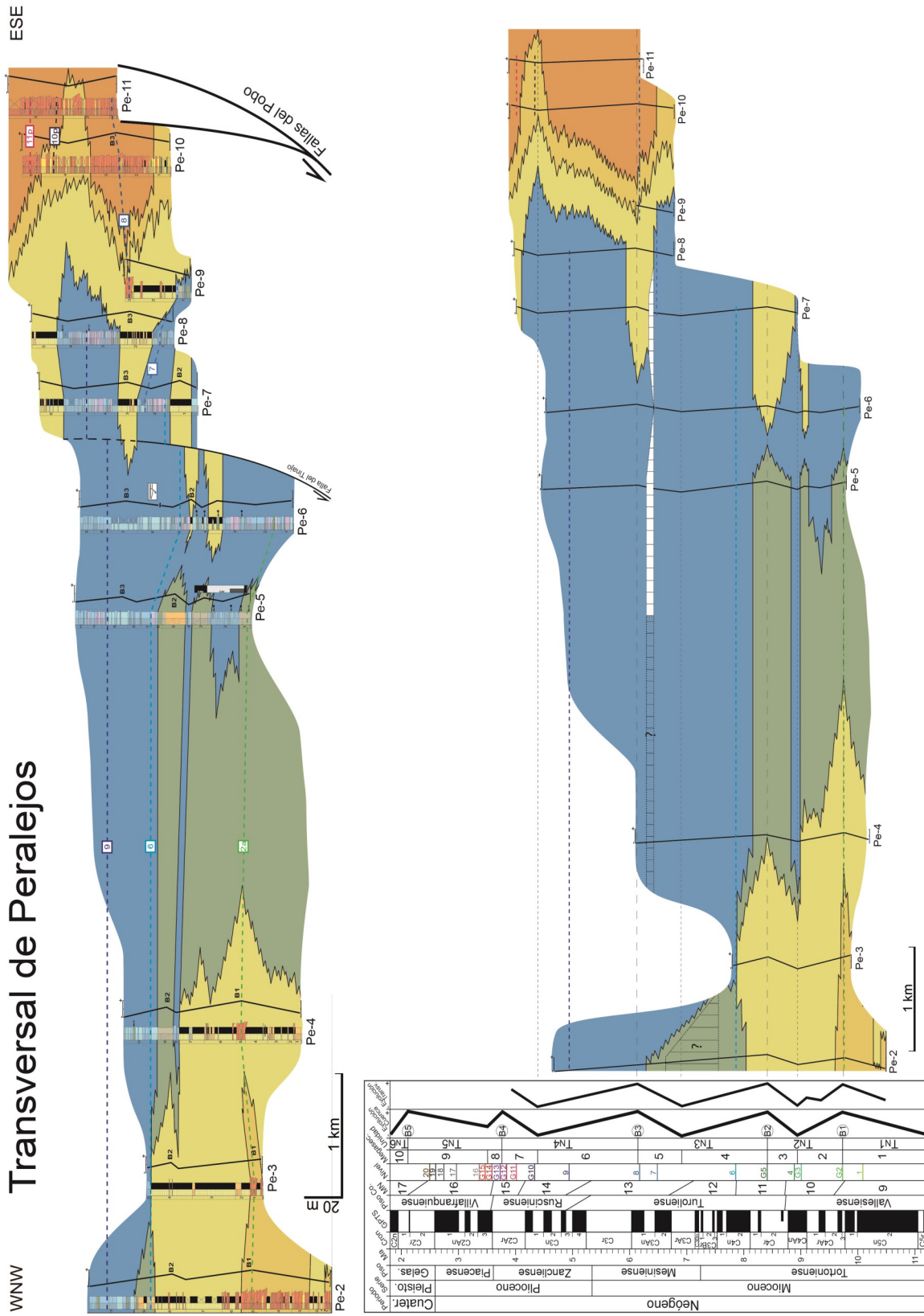


Fig. 3.40. Panel de correlación litoestratigráfico (arriba) y cronoestratigráfico (abajo) realizado para la Transversal de Peralejos (leyenda como en Fig. 3.36).

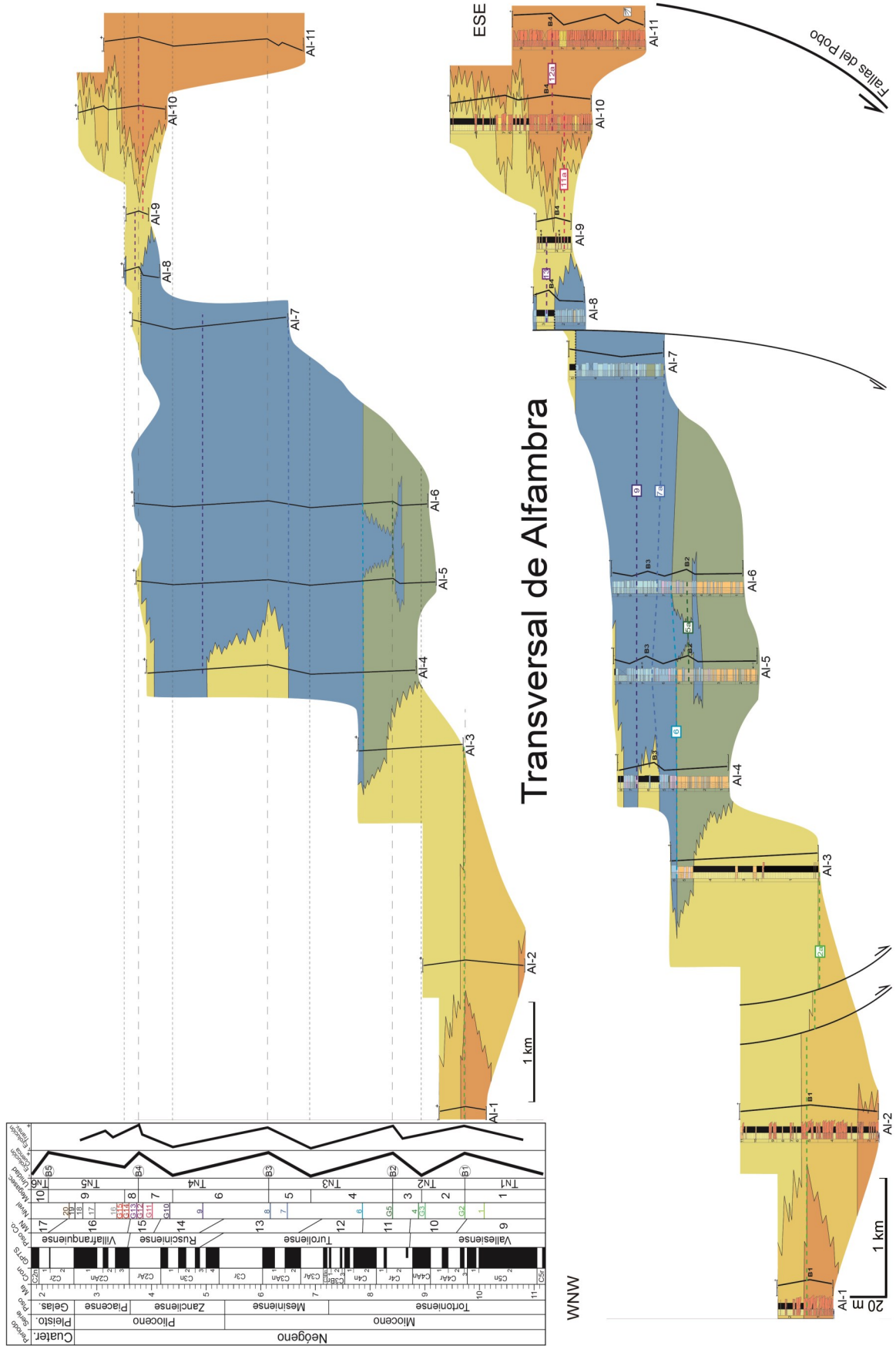


Fig. 3.41. Panel de correlación litoestratigráfico (abajo) y cronoestratigráfico (arriba) realizado para la Transversal de Alfombra (leyenda como en Fig. 3.36).

Transversal de Orríos

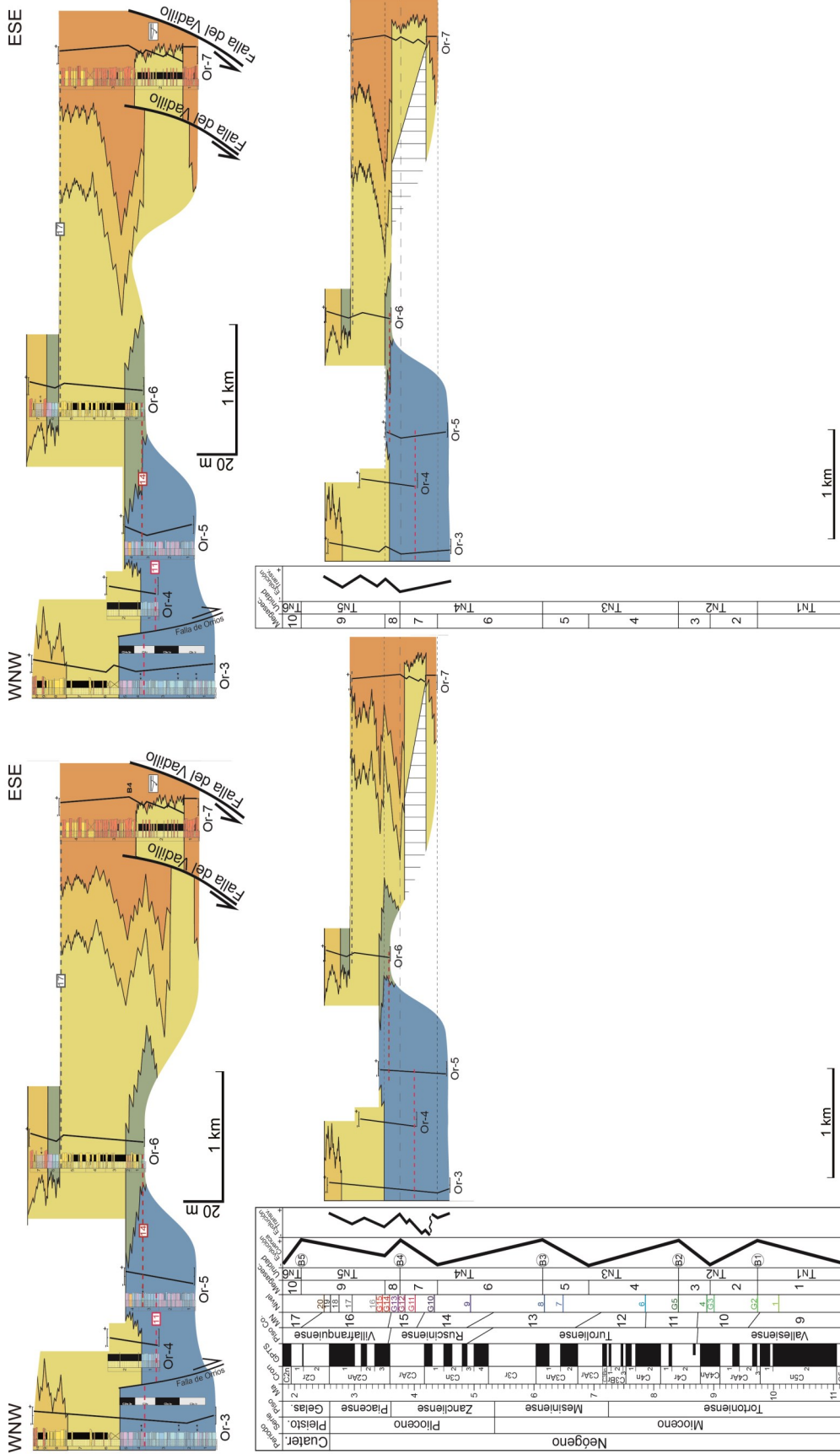


Fig. 3.42. Panel de correlación litoestratigráfico (arriba) y cronoestratigráfico (abajo) realizado para la Transversal de Orríos (leyenda como en Fig. 3.36). En este caso, se recogen dos posibles interpretaciones (ver discusión en el texto principal).

correlaciones estratigráficas establecidas entre perfiles en cada transversal a partir de niveles guía regionales y locales (ver apartado 2.1). La integración de ambos aspectos para cada transversal ha dado como resultado la construcción de un panel de correlación litoestratigráfico (o panel litoestratigráfico) que recoge dichas relaciones entre asociaciones de litofacies o ambientes sedimentarios (Figs. 3.36 a 3.43). Para facilitar su comparación, los paneles de todas las transversales han sido construidos con las mismas escalas horizontal y vertical. Asimismo, para eliminar artificios geométricos derivados de un pobre alineamiento respecto al eje de la transversal, algunos de los perfiles mostrados en el capítulo 2 han sido excluidos en los paneles de Alfambra y Orrios. En dichos paneles litoestratigráficos queda recogida, además, la posición de las principales fallas y los efectos producidos por ellas (generalmente cambios de espesor en algunas partes de la serie sedimentaria).

Posteriormente, y tomando con referencia la asignación temporal de los materiales y niveles guía establecida en el modelo cronoestratigráfico propuesto para el sector norte de la cuenca de Teruel (ver apartado 2.4 de esta memoria), hemos procedido a la transformación de los paneles litoestratigráficos en paneles cronoestratigráficos, de modo que la escala vertical de dichos paneles es ahora en tiempo. El panel cronoestratigráfico realizado para cada transversal se ha situado junto al panel litoestratigráfico para facilitar el análisis (Figs. 3.36 a 3.43). De este modo, las relaciones laterales entre asociaciones de litofacies reconocidas en los paneles cronoestratigráficos evidencian la coexistencia en un mismo periodo de tiempo de dichos ambientes sedimentarios. Esta coexistencia de ambientes en el tiempo ya había sido demostrada a partir de los cambios laterales de facies en algunos afloramientos y, también, a partir del cambio de facies que se había reconocido en el seguimiento de muchos niveles de correlación (ver apartado 2.1).

A partir del análisis de las relaciones laterales y verticales entre las asociaciones de litofacies reconocidas en cada una de las transversales estudiadas y su posición dentro de la cuenca (Figs. 3.36 a 3.43), en el apartado 3.3.1 se interpretan los principales medios sedimentarios que caracterizan el relleno neógeno del sector norte de la Cuenca de Teruel. Este análisis va a permitir, asimismo, establecer las características, las dimensiones y la distribución espacial de los principales sistemas sedimentarios. Además, el análisis de la sucesión vertical de dichas asociaciones de litofacies va a ser clave para conocer la evolución de estos sistemas a lo largo del tiempo. A partir de ellas y, sobre todo, de la evolución definida

Abanico Aluvial de Corto Desarrollo (CDL)

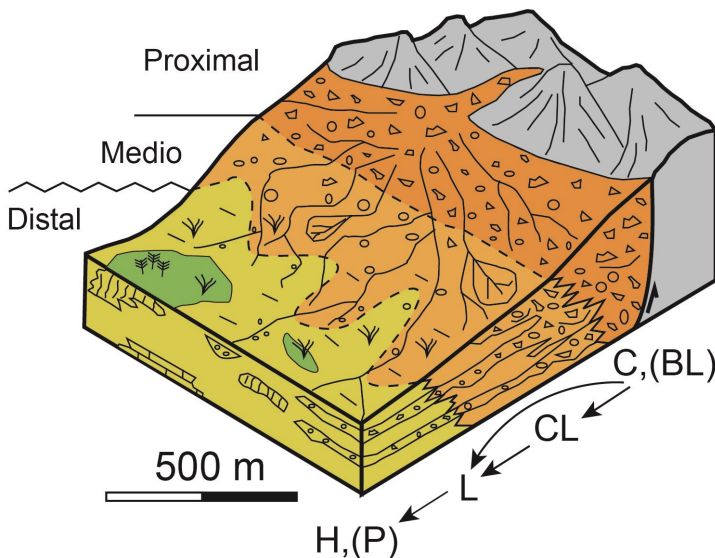


Fig. 3.44. Modelo sedimentario de los abanicos aluviales de corto desarrollo longitudinal (CDL). Nótese como el tránsito de facies proximales a distales del abanico se produce en unos pocos centenares de metros a pocos kilómetros y el desarrollo de zonas palustres locales. En el modelo se muestran las principales transiciones entre las asociaciones de litofacies (explicación

para cada perfil estratigráfico individual, en el apartado 3.3.2 se ha realizado el estudio de la evolución megasecuencial de los depósitos, el cual ha permitido distinguir los principales límites megasecuenciales y definir las megasecuencias que caracterizan el relleno sedimentario de la cuenca. La comparación de los paneles lito- y cronoestratigráficos ha permitido igualmente detectar lagunas estratigráficas y establecer aproximaciones a la tasa de sedimentación o de subsidencia en distintas zonas de la cuenca, así como localizar los principales depocentros. Por otra parte, los cambios espaciales o temporales de las asociaciones de litofacies permiten igualmente inferir y destacar cambios en la configuración estructural o climática en la cuenca, aspectos que serán analizados en capítulos posteriores de esta memoria.

3.3.1. Distribución espacial y medios sedimentarios

Como se ha interpretado a lo largo del apartado 3.2, se han reconocido asociaciones de litofacies propias de medios aluviales, lacustres-palustres, deltaicos y eólicos (Tabla 3.1). A partir de la distribución areal de las asociaciones de litofacies (Fig. 3.11) y, más importante, de los cambios laterales reconocidos entre ellas en cada una de las transversales estudiadas (Figs. 3.36 a 3.43), se han establecido una serie de relaciones laterales que se repiten en distintas partes del relleno del sector estudiado de la Cuenca de Teruel y que permiten caracterizar distintos sistemas sedimentarios.

De manera general, las facies groseras propias de zonas aluviales proximales aparecen ligadas a los bordes de la cuenca, pasando hacia el centro a asociaciones de zonas medias y distales, compuestas por materiales de granulometrías intermedias y finas en las que, con frecuencia, se desarrollaron calcretas (Figs. 3.36 a 3.43). Las facies distales gradan hacia el centro de la cuenca a facies palustres y, finalmente, a depósitos carbonatados y yesíferos propios de ambientes lacustres someros (Fig. 3.11).

Un primer rasgo evidente que se observa al analizar la distribución espacial de las asociaciones de litofacies ocurre en relación con las facies aluviales. Estas facies aluviales muestran una distribución claramente asimétrica, de modo que los distintos sectores aluviales (proximal, medio y distal) están mucho menos desarrollados en el margen este de la cuenca que en el margen oeste de la misma. Esto es especialmente visible en las transversales de Teruel (Fig. 3.36), Celadas (Fig. 3.39), Peralejos (Fig. 3.40) o Alfambra (Fig. 3.41). Es por ello que para los sistemas aluviales se proponen dos modelos sedimentarios característicos que representan abanicos de corto desarrollo longitudinal (CDL) y largo desarrollo longitudinal (LDL), respectivamente.

El límite entre sistemas aluviales y lacustres es, en ocasiones, muy gradual, de manera que la asociación de litofacies P (localmente H y PY) representa el tránsito entre ambos. Estas zonas palustres también están más desarrolladas en el margen oeste que en el margen este de los sistemas lacustres centrales, como puede reconocerse en las transversales centrales de Tortajada (Fig. 3.38), Celadas (Fig. 3.39) y Peralejos (Fig. 3.40). Localmente, también pueden reconocerse zonas palustres aisladas dentro de los sectores aluviales distales. La posición en la que se encuentra el tránsito entre diferentes ambientes y subambientes con respecto a los márgenes varía en función de la anchura de la cuenca en cada punto, de la relación con las estructuras tectónicas y actuación de las mismas, así como de la diferencia topográfica con los relieves colindantes (Fig. 3.11).

Los sistemas lacustres están bien desarrollados espacialmente en algunos periodos ocupando

gran parte de la cuenca pero en otros se restringen especialmente a las partes centrales de la cuenca, aunque algo desplazados hacia el margen este de la misma (Figs. 3.39 y 3.40). Estos sistemas lacustres se han dividido, por su composición, en lagos carbonatados (LC) y evaporíticos (LE) y, en general, el lago evaporítico aparece localizado en zonas más próximas al margen oriental de la cuenca de lo que aparece el lago carbonatado (Figs. 3.38 y 3.39).

Además, se ha reconocido un sistema deltaico en el entorno de Villalba Baja (Fig. 3.38) y un sistema eólico, estando este último como veremos muy limitado en el espacio y el tiempo. El desarrollo más limitado de las asociaciones deltaicas y eólicas está muy relacionado con la configuración estructural de la cuenca, que condiciona la paleogeografía en cada zona. Por ejemplo, en la zona de Villalba Baja (Fig. 3.11) la actuación sinsedimentaria de varias fallas intracuencales generó espacio de acomodación suficiente para albergar un cuerpo deltaico en relación con un sistema lacustre salino, lo que condicionó los procesos de transporte y depósito dominantes. Otra situación peculiar ocurre en el área de Escorihuela (Fig. 3.11), donde en relación con la existencia de un escarpe de falla de borde cuenca se generó espacio de acomodación y una barrera topográfica en la que corrientes eólicas dirigidas hacia el este experimentaron una deceleración, favoreciéndose una importante acumulación y preservación de facies eólicas.

A continuación, vamos a mostrar las principales características de los sistemas sedimentarios dominantes distinguidos en el sector estudiado de la cuenca de Teruel: sistemas de abánicos aluviales de corto desarrollo longitudinal y de largo desarrollo longitudinal, sistema palustre-lacustre (carbonatado y evaporítico), sistema deltaico y sistema eólico.

Abánicos aluviales de Corto Desarrollo Longitudinal (CDL)

En este tipo de abánicos, la sucesión de asociaciones de facies muestra un sector proximal bien definido y dominado por asociaciones de facies terrígenas groseras (C, o con menor frecuencia BL), que gradan rápidamente a facies más finas como la asociación CL (propia de zonas medias) y, con mayor representación, a la asociación L, correspondientes a sectores distales, no reconociéndose una clara individualización entre medios distales (Fig. 3.44). En ocasiones, la asociación de litofacies L grada a P o H, interpretadas como propias de zonas con desarrollo de procesos pedogénicos (Tabla 3.1).

Los abánicos aluviales de corto desarrollo longitudinal (CDL) se localizaron principalmente en el margen oriental de la cuenca, estando especialmente bien representados sus depósitos en las transversales de Tortajada (Fig. 3.38), Peralejos (Fig. 3.40), Alfambra (Fig. 3.41), Orrios (Fig. 3.42) y Villalba Alta y Los Alcamines (Figs. 3.43). Más localmente, se generaron abánicos de estas características en el margen occidental, en la zona correspondiente a las transversales de San Blas (Fig. 3.37), Celadas (Fig. 3.39) y Alfambra (Fig. 3.41).

La distribución areal de las litofacies mencionadas en estas zonas evidencia que se trataba de abánicos aluviales de poca extensión longitudinal, hasta 3 km y, atendiendo a la sucesión de asociaciones de litofacies y a las características e interpretación de éstas (Fig. 3.44), este conjunto de materiales se ha referido a abánicos aluviales de baja eficacia de transporte según la clasificación de Colombo (1989, 2010) (Fig. 3.2).

Abanico Aluvial de Largo Desarrollo (LDL)

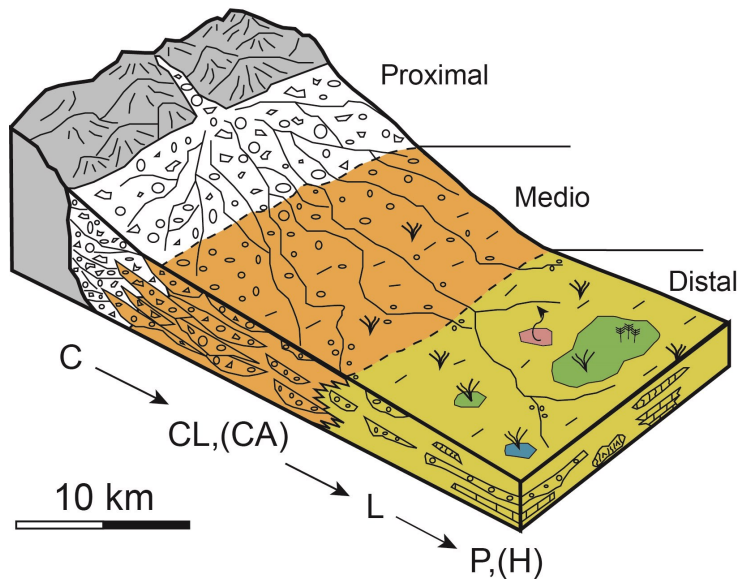


Fig. 3.45. Modelo sedimentario de los abanicos aluviales de largo desarrollo longitudinal (LDL) y asociaciones de litofacies principales. Nótese la diferente escala del modelo respecto a los abanicos CDL y que el tránsito de facies proximales a distales del abanico se produce en una decena de

Sector Proximal

El sector proximal de estos abanicos está caracterizado por materiales terrígenos gruesos (brechas monogénicas y conglomerados poligénicos) que intercalan areniscas y lutitas. En este sector se produjo la sedimentación a partir de flujos desconfiados, gravitacionales (*debris flows*) o acuosos durante importantes avenidas, siendo éstos muy concentrados y energéticos. En periodos de menor descarga la corriente se concentraba en canales someros donde crecieron barras longitudinales y sufrieron frecuentes desbordamientos.

La localización de las litofacies propias de sectores proximales, junto con las direcciones de paleocorrientes, evidencian la existencia de distintas áreas fuente para estos sistemas en ambos márgenes. En el margen oriental, el área fuente se localizaba en la Sierra de El Pobo y en el Alto de Peñalena, en relación con los sistemas de fallas de El Pobo y Tortajada, respectivamente (Fig. 3.11). En la zona de Tortajada (Fig. 3.38), los sectores proximales tienen especialmente poco desarrollo longitudinal y las facies proximales, que se adosan al plano de falla, dibujan una discordancia angular sobre facies distales más antiguas (Fig. 3.11). Entre la zona de Peralejos y Alfambra, la cuenca presenta una anchura considerable y los sectores proximales de los abanicos CDL tienen su mayor desarrollo longitudinal (Figs. 3.40 y 3.41). Hacia el norte, donde la anchura de la fosa disminuye prácticamente a la mitad, los abanicos se extendieron hasta zonas muy centrales de la cuenca, como sucede en las transversales de Orrios y Villalba Alta (Figs. 3.42 y Fig. 3.43).

En el margen occidental, facies correspondientes a abanicos CDL se han reconocido localmente en los perfiles SB-6 y SB-7 en la zona de El Muletón (Fig. 3.37), lo que implicaría un área fuente situada en la Cerro Gordo. Por otro lado, los paleorreliques de materiales Jurásicos existentes en el interior de la cuenca tuvieron que actuar en los primeros estadios del desarrollo de la cuenca como área fuente local, dando lugar a abanicos muy pequeños, cuyas facies proximales pueden ser reconocidas en la base de los perfiles Ce-1 y Al-2 (Figs. 3.39 y 3.41, respectivamente) y, hacia el norte de los anteriores, en el paleorelieve del Puente de la Venta (Fig. 3.11).

Sector Medio-Distal

En estos abanicos se produce una transición muy rápida en el sentido de los aportes, desde los sectores proximales hacia los medios-distales, donde dominan los materiales finos y relativamente más organizados (asociación L y localmente CL). Este sector se corresponde con llanuras lutíticas en las que predominó la sedimentación fina relacionada con el desconfinamiento de flujos cargados de material en suspensión. En estas llanuras existieron localmente zonas encharcadas con vegetación donde se desarrollaron, con frecuencia, procesos pedogénicos y paleosuelos (Fig. 3.44). En este sector existieron algunos canales con escasa movilidad lateral que, en episodios más energéticos, sufrieron frecuentes desbordamientos y en ellos se desarrollaron barras longitudinales o transversales de escaso relieve.

En nuestro caso, los sectores medios y distales de los abanicos del margen oriental muestran un estrecho sector medio, aunque en ciertos momentos adquirió cierto desarrollo longitudinal (Figs. 3.40 y, especialmente, 3.43). En transversal de Los Alcamines (Fig. 3.43), en la zona más septentrional, los abanicos atravesaron por completo la cuenca, extendiéndose desde las fallas de Los Alcamines y Los Chorrillos, al este, hasta el paleorelieve del Cerro de Santa Ana y los Llanos de Visiedo, al oeste (Fig. 3.11). En los abanicos muy pequeños intracuencales antes descritos, al igual que aquéllos de la zona de Tortajada y Orrios, el tránsito de proximal a distal fue especialmente brusco en algunos momentos (Figs. 3.38 y 3.41).

Abanicos aluviales de Largo Desarrollo Longitudinal (LDL)

En los abanicos aluviales de largo desarrollo longitudinal los diferentes sectores están bien definidos y, al contrario que en los de corto desarrollo, el tránsito entre las asociaciones de litofacies es más gradual (Fig. 3.45). Cabe señalar que las asociaciones correspondientes a sectores proximales aparecen sólo de forma muy local porque han desaparecido por erosión o porque se encuentran bajo el subsuelo en la Fosa del Jiloca. Los abanicos aluviales de largo desarrollo se caracterizan por el tránsito desde la asociación de litofacies terrígenas groseras (C), de áreas proximales, a la asociaciones CL (o localmente CA), de sectores medios, y ésta a la asociación de litofacies L propia de áreas distales. Cabe señalar que lateralmente a L se puede reconocer en muchas zonas las asociaciones P (localmente PY) o H que evidencian importantes procesos pedogénicos.

Los abanicos de tipo LDL se generaron predominantemente en el margen occidental de la cuenca, como ocurre en la zona de las transversales de Teruel (Fig. 3.36), Celadas (Fig. 3.39), Peralejos (Fig. 3.40) y Alfambra (Fig. 3.41), o en parte de la transversal de San Blas perteneciente a la Fosa del Jiloca (Fig. 3.37). Muy localmente existen facies propias de estos sistemas en el borde oriental, en los materiales más antiguos de las transversales de Teruel y Celadas (Figs. 3.36 y 3.39, respectivamente).

A partir de la sucesión de asociaciones de litofacies reconocida y del área que ocupan, se deduce que estos abanicos aluviales presentaron gran extensión longitudinal, superando en ocasiones los 12 km de longitud. Atendiendo a sus características, dimensiones y predominio de procesos gravitacionales u acuosos (Fig. 3.45), representarían un modelo intermedio entre abanicos aluviales de baja y alta eficacia de transporte según la clasificación de Colombo (1989, 2010) (Fig. 3.2).

Sistema Palustre - Lacustre Carbonatado

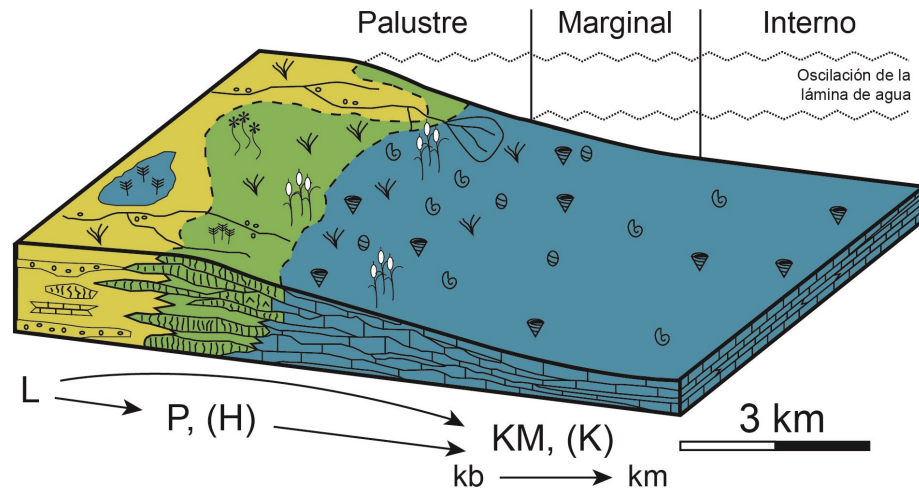


Fig. 3.46. Modelo sedimentario del sistema palustre-lacustre carbonatado y asociaciones de litofacias principales (explicación en el texto).

Sector Proximal

En los escasos afloramientos que se preservan en relación con este sector, las características de las litofacias reflejan la existencia de flujos acuosos tractivos muy concentrados y energéticos (*flash flood*) durante avenidas. En periodos de baja descarga se desarrollaron canales someros de baja sinuosidad y frecuentes desbordamientos en los que crecieron barras longitudinales. Sólo se reconocen litofacias correspondientes a las zonas proximales de este tipo de abanicos en dos afloramientos ligados a la Sierra Palomera, en torno a los parajes de La Serratilla y La Cuadrilla (Fig. 3.11); el primero de ellos corresponde con la mitad inferior del perfil Al-1 (Fig. 3.41).

Sector Medio

En el sector medio de los abanicos LDL predomina la asociación de litofacias CL que evidencia la actuación de flujos acuosos, tractivos, generalmente en canales someros de escasa sinuosidad en los que migraron barras conglomeráticas y tuvieron lugar importantes cambios en las descargas (Fig. 3.45). Adyacentes a los canales existieron llanuras de inundación con abundante vegetación que favoreció, en general, la estabilidad de sus márgenes, facilitando la conservación de depósitos de áreas inactivas. Muy ocasionalmente, esta zona era alcanzada por flujos acuosos desconfiados y muy energéticos ligados a importantes avenidas.

Las asociaciones referibles a sectores medios aparecen bien desarrolladas al oeste, al pie de la Sierra Palomera, en la parte intermedia de la cuenca (zona de Peralejos y Alfambra, Figs. 3.40 y 3.41), donde muestran una amplia extensión areal, especialmente hacia el norte, ocupando posiciones relativamente centrales cerca de la localidad de Alfambra. Al suroeste de Celadas y en La Guea, en el extremo sur de la zona estudiada (Fig. 3.11, 3.37 y 3.39), se reconocen cerca del actual límite de la cuenca, si bien su desarrollo es más local. En el área de Cuevas Labradas y Peralejos, se desarrolló localmente la asociación de litofacias CA, en la que la proporción de areniscas es mayor. Esta asociación refleja la existencia de flujos canalizados con abundante carga arenosa, probablemente en relación con un

Sistema Palustre - Lacustre Evaporítico

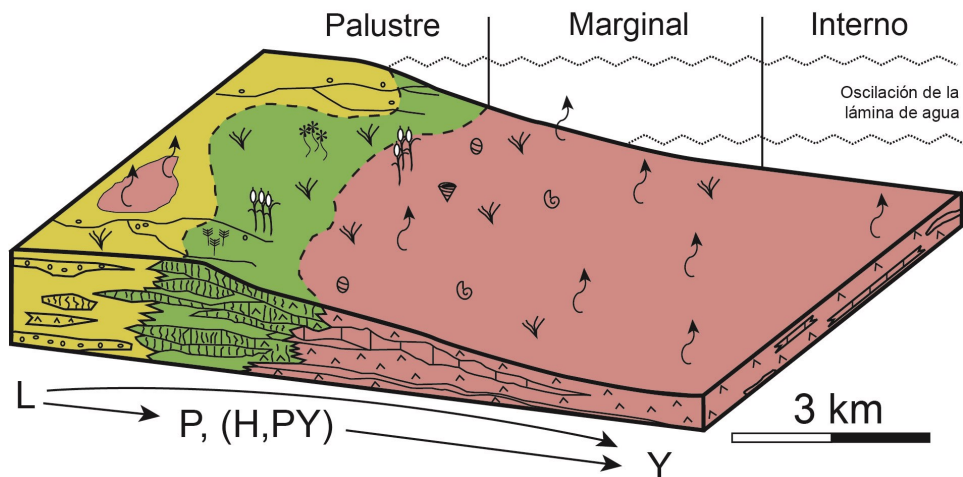


Fig. 3.47. Modelo sedimentario del sistema palustre-lacustre evaporítico y asociaciones de litofacies principales
 área fuente distinta y frecuentes desbordamientos.

Las facies de sectores medios en el margen oriental de la cuenca se han reconocido en la zona de Cuevas Labradas (Fig. 3.39) donde presentan notable extensión, mayor de la que se deduce de los paneles litoestratigráficos si consideramos que asociaciones propias de sectores medios y proximales se han observado en el área de Corbalán desconectadas de las de la cuenca por la Falla de Tortajada (Fig. 3.11). Muy localmente, facies del sector medio afloran también en el entorno de Valdecebro (perfil Te-6, Fig. 3.36).

Sector Distal

En esta zona, la de menor pendiente dentro del abanico, se desarrollaron llanuras de inundación relativamente estables en la que dominó la decantación de material fino transportado en suspensión por corrientes desconfiadas. Existieron escasos canales rectilíneos, a veces incluso con carga conglomerática, y zonas anegadas o pequeñas charcas en las que produjo el depósito de carbonatos; en ocasiones bajo condiciones de fuerte evaporación y alta concentración de las aguas tuvo lugar el crecimiento de evaporitas intersticiales. En la zona más alejada al área fuente se generaron procesos pedogénicos y se desarrollaron calcretas.

Los sectores distales de los abanicos LDL son los más representativos del sector de estudio, especialmente en aquellos lugares donde la cuenca es más ancha (Figs. 3.11, 3.39 a 3.41), En algunos casos, representan la mayor parte de los depósitos de una transversal, como ocurre en la de Teruel (Fig. 3.36) y también, en relación con los materiales más modernos, en las transversales de Orrios (Fig. 3.42) y Villalba Alta y Los Alcamines (Fig. 3.43).

Sistema Palustre-Lacustre

Existe un tránsito relativamente gradual desde la asociación de litofacies P (a veces H) desarrollados en encajante lutítico propio de los sectores aluviales más distales a los sistemas palustre-lacustres, estando las zonas palustres representadas por la asociación P pero desarrollada en encajante carbonatado. Esta asociación grada, a su vez, a la asociación KM (a veces K) o a Y lo que permite

diferenciar un sistema palustre-lacustre carbonatado (Fig. 3.46) y un sistema palustre-lacustre evaporítico (Fig. 3.47).

Área palustre

La zona más externa del sistema, en ambos sistemas palustres-lacustres carbonatado y evaporítico, tiene un amplio desarrollo de la litofacies P y, localmente, H (Figs. 3.46 y 3.47), y se corresponde con los ambientes supra- y eulitoral de Wright (1990) (Fig. 3.3) o pedogénico y palustre de Alonso-Zarza (2003) (Fig. 3.4).

Se trata una zona relativamente plana, sometida a condiciones alternantes de emersión e inundación, solo alcanzada por las corrientes aluviales en fuertes avenidas, a veces en canales. En los momentos de alto nivel de agua se produjo en esta zona la precipitación de carbonato (o de yeso, según el tipo de sistema lacustre) mientras que durante las etapas de descenso del nivel del lago, los procesos pedogénicos, el desarrollo de nódulos carbonatados, encostramientos, marmorizaciones y desecaciones fueron muy activos. En el caso de que se tratase de un sistema palustre-lacustre salino, pudo generarse en la zona palustre yeso nodular o intersticial.

Las orlas palustres se localizaron en las partes centrales de la cuenca, ligeramente desplazadas hacia el margen oeste, donde en ciertos momentos presentaron amplia continuidad cubriendo más de 80 km². En el margen oriental, en cambio, se encontraban más dispersas y ocuparon menos extensión (Fig. 3.11). Al igual que ocurre con los sectores aluviales distales, su mayor expansión se produjo en las zonas de mayor anchura de la cuenca, desde Tortajada hasta Alfambra (Figs. 3.38 a 3.41). En la zona de San Blas (Fig. 3.37), las facies palustres muestran una marcada presencia en el bloque hundido de la Falla de Concud, muy ligadas al plano de falla y extendiéndose ampliamente hacia el oeste en algunos episodios. En el margen oriental, en relación con la transversal de San Blas y, hacia el norte de la fosa, en las transversales de Orrios y Villaba Alta (Figs. 3.42 y 3.43), las áreas palustres se encontraban limitadas al centro de la cuenca.

Lago carbonatado

El lago carbonatado está esencialmente representado por la asociación de litofacies KM,

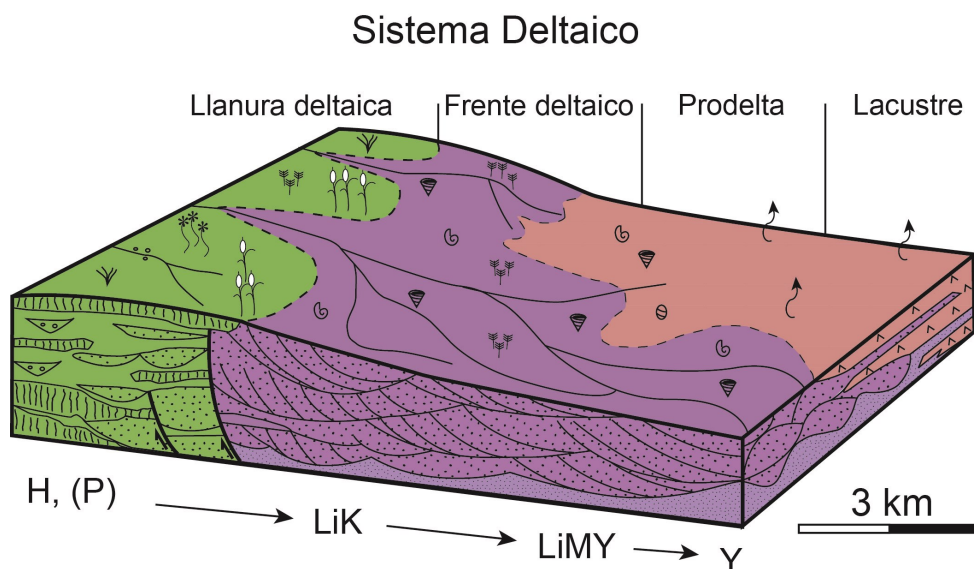


Fig. 3.48. Modelo sedimentario del sistema deltaico y su interrelación con el sistema lacustre evaporítico y asociaciones de litofacies principales (explicación en

localmente K. Estas asociaciones se corresponden con una zona lacustre somera y de baja energía, con agua dulce permanente y predominio de precipitación carbonatada, que recibió aportes procedentes desde zonas aluviales (Fig. 3.46). Atendiendo a sus características, este conjunto de materiales comprendería los ambientes marginales y cuencales (litoral y sublitoral) de la clasificación de Wright (1990) (Fig. 3.3). En la zona central de la cuenca, desde Cuevas Labradas a Teruel la asociación KM se relaciona lateralmente con la asociación Y, que se interpreta en el siguiente apartado.

Los lagos carbonatados se organizaron en dos zonas: una marginal o externa (litoral), con lámina de agua sometida a fluctuaciones de menor rango que en el caso de las zonas palustres y con desarrollo de facies calizas bioturbadas (kb en Fig. 3.46), y otra cuencal o interna (sublitoral), con agua permanente y desarrollo de facies de calizas masivas (km en Fig. 3.46). En nuestro caso, la precipitación de carbonato en relación con procesos de bioinducción o fisicoquímicos alternó, además, con el aporte y depósito de material terrígeno en relación con descargas acuosas. Los cambios de oxigenación fueron frecuentes, existiendo periodos reductores que favorecieron la conservación de materia orgánica y periodos de más oxigenación en los que se vio favorecida la actividad orgánica y la mineralización de los restos orgánicos. Las zonas marginales, a veces expuestas, estuvieron colonizadas por vegetación hidrófila, abundantes gasterópodos de gran tamaño y en ellas pudieron generarse, incluso, pequeños lóbulos deltaicos debido a la expansión de corrientes canalizadas en la masa de agua. En las zonas internas, con ostrácodos y caráceas, se desarrollaron corrientes tractivas en episodios de mayor energía y durante episodios de elevada evaporación y concentración se produjo la precipitación de yeso.

Al igual que ocurría para las orlas palustres, las asociaciones lacustres muestran una distribución asimétrica, de manera que las correspondientes a áreas marginales son más comunes, aunque no exclusivas, en la zona occidental de la cuenca, mientras que hacia el margen este se localizan facies propias de zonas más internas. Ambos tipos de facies se reconocen en todas las transversales estudiadas, salvo en la de Los Alcamines (Figs. 3.36 a 3.43). Ello implica la existencia de un gran lago de agua dulce ocupando la parte central de la cuenca pero ligeramente desplazado hacia el borde oriental, especialmente desde Celadas hasta Alfambra (Figs. 3.39 a 3.41). En ciertos momentos, el lago llegó a presentar un desarrollo longitudinal (en dirección N-S) mayor de 30 km y una anchura que superaba los 7 km en alguna zona (Fig. 3.11), extendiéndose desde el área de San Blas y Teruel al sur (Figs. 3.36 y 3.37) hasta las

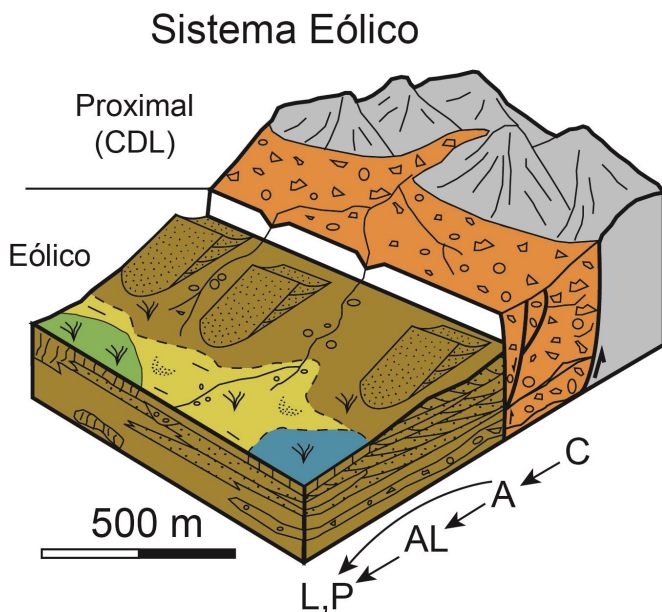


Fig. 3.49. Modelo sedimentario del sistema eólico y su localización al pie del escarpe morfológico de la Sierra del Pobo y asociaciones de litofacies principales

transversales de Orrios y Villaba Alta al norte (Figs. 3.42 y 3.43). Como se ha indicado con anterioridad, este sistema se localizó normalmente aguas abajo de zonas palustres (Figs. 3.36 a 3.43) y estuvo localmente en relación con un sistema lacustre salino (Figs. 3.36, 3.38 y 3.39).

Lago evaporítico

En otras ocasiones, las asociaciones P (a veces H) o L gradan a la asociación Y, que representa un sistema lacustre salino somero caracterizado por la precipitación de yeso y carbonato y en el que, al igual que en el caso del sistema carbonatado, se reconocen dos sectores: marginal e interno (Fig. 3.47). Atendiendo a sus características sedimentarias, este conjunto de materiales se corresponde con las zonas marginales e intermedias (Fig. 3.5) del sistema *playa-lake* definido por Salvany (1989). En este caso, las facies equivalentes a la zona intermedia son las más profundas de este lago en el que no existía una zona interna en el sentido de Salvany (1989).

En este lago evaporítico alternó la precipitación de sales y el depósito de material terrígeno aportado por corrientes superficiales. Las zonas más marginales, a veces colonizadas por vegetación, estuvieron a menudo expuestas y en ellas se produjo el desarrollo de evaporitas intersticiales, con frecuencia formando nódulos de gran tamaño, por bombeo evaporítico y concentración de la salmuera en los poros. En las zonas más internas y con una lámina de agua más perenne, se produjo en momentos de alta salinidad precipitación de yeso desde la lámina de agua libre. En este sector se preservaron facies laminadas debido a la escasa bioturbación. Las características petrográficas de los materiales de la asociación Y evidencian que en momentos de mayor dilución de las salmueras, muy probablemente después de entradas de aguas dulces procedentes de avenidas aluviales, precipitó carbonato en este sistema. Este hecho, unido a la existencia de una relación lateral entre las asociaciones de litofacies KM e Y, y a que KM muestra en la zona de transición hacia la asociación Y frecuentes evidencias de exposición subaérea (brechificación, nodulización, grietas de desecación...), sugiere que el lago salino responde a episodios de bajada del nivel del lago carbonatado, siguiendo el modelo propuesto por Arenas y Pardo (1999) para las evaporitas neógenas del sector central de la Cuenca del Ebro.

El sistema lacustre salino ocupaba un área de unos 7 km² en la zona central de la cuenca, en torno a las localidades de Tortajada y Cuevas Labradas y se encontraba también ligeramente desplazado hacia el margen este (Figs. 3.11, 3.38 y 3.39). Esta localización estuvo probablemente muy condicionada por la presencia de evaporitas triásicas aflorando en los bordes de la cuenca en ese sector (Fig. 3.11), las cuales actuarían como fuente de sales para el sistema lacustre. Al igual que ocurrió con el sistema lacustre carbonatado, en ciertos momentos este sistema pudo expandirse hacia el sur alcanzando las áreas de Teruel y San Blas (Figs. 3.36 y 3.37). En las transversales de Tortajada y Celadas (Figs. 3.38 y 3.39), las facies lacustres internas se relacionan lateralmente hacia el oeste con facies deltaicas (LiK o LiMY) y las facies lacustres marginales se interdigitan con facies aluviales distales, evidenciando de nuevo la estrecha relación entre los sistemas aluviales y lacustres.

Sistema Deltaico

El sistema deltaico se reconoce muy localmente y ocupaba un área de unos 5 km² en una zona

relativamente central de la cuenca, en el entorno de la localidad de Villalba Baja, en torno al cauce del actual río Alfambra (Figs. 3.11 y 3.38). En este sistema domina la sedimentación detrítica, especialmente la litofacies LiK compuesta por limos y arenas finas de composición carbonatada que se corresponden principalmente con restos de tobas y, en menor medida, siliciclástica (Fig. 3.48). Incluye un paso lateral desde la litofacies H y grada hacia la litofacies Y (lago salino) (ver Fig. 3.38). Las características de los materiales permiten diferenciar tres subambientes (Fig. 3.48): llanura deltaica (litofacies H), localizada en la parte terminal de un abanico aluvial de procedencia oeste, frente deltaico (LiK) y prodelta (LiMY). Sus características sedimentarias revelan que se trataba de un delta de tipo hipopícnico (Fig. 3.7) y responde a un sistema deltaico fluvial tipo D según la clasificación de Postma (1990) (Fig. 3.6).

Llanura deltaica

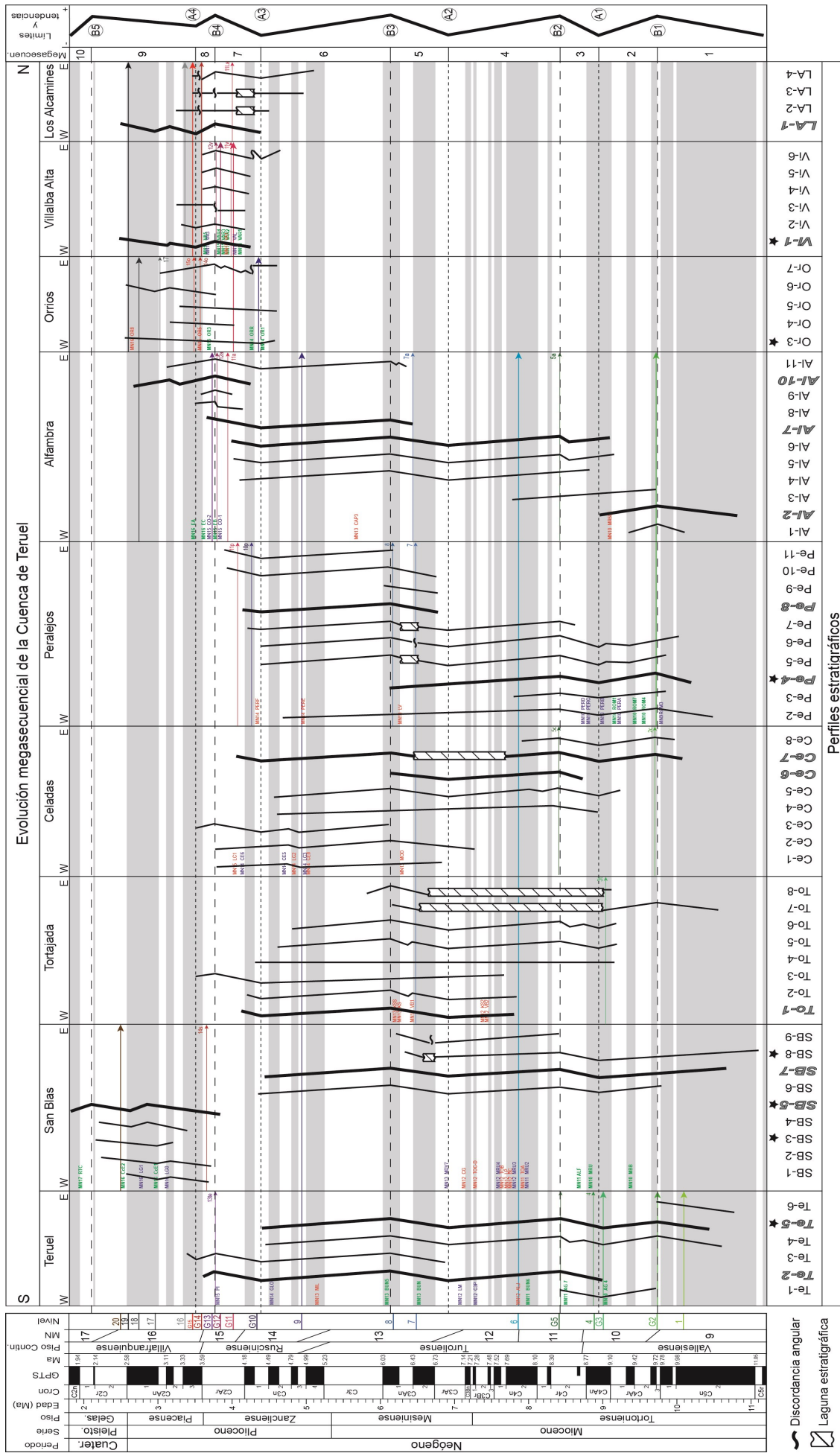
La zona más proximal del sistema está caracterizada por la litofacies H, y se corresponde con los ambientes pedogénico y palustre de Alonso-Zarza (2003) (Fig. 3.4). Se trataría de una zona con características muy similares a las áreas palustres descritas anteriormente. En este caso destaca que la vegetación de la llanura deltaica actuaría probablemente de pantalla ante la llegada del aporte terrígeno (especialmente el procedente de avenidas), permitiendo solo el paso de algunos canales por zonas muy concretas. Los procesos pedogénicos y el desarrollo de nódulos carbonatados o de yeso eran frecuentes en momentos de baja lámina de agua aunque cuando esta era alta y con cierta agitación también tenían lugar procesos de precipitación de carbonato en torno a los tallos de estas plantas.

Frente deltaico

En este sector predomina la asociación de litofacies LiK que evidencia la actuación de flujos acuosos tractivos confinados en canales someros subacuados en los que migraron barras arenosas finas compuestas predominantemente de fitoclastos. Adyacentes a los canales existieron zonas de desbordamiento en las que precipitaban carbonatos, lo que favoreció en general la estabilidad de sus márgenes y la conservación de estas áreas inactivas. Los procesos de tracción y fricción contra el fondo también tuvieron un papel importante en el depósito, especialmente en los momentos de alta lámina de agua, aunque los fenómenos de flotabilidad debidos al contraste entre aguas dulces de escorrentía y las aguas concentradas del lago evaporítico fueron predominantes. A la salida de los canales, el material transportado se depositó a modo de barras de desembocadura, con geometrías lobuladas, que experimentaron una importante migración lateral y estuvieron separadas por canales subacuados. La tasa de sedimentación sería alta como apuntan los abundantes y constantes fenómenos de desestabilización por carga, como evidencia el amplio desarrollo de estructuras de deformación en sedimentos blandos (SSDSs).

Prodelta

En las zonas más internas del lago, áreas de prodelta, se depositaron los materiales más finos por decantación y floculación, si bien corrientes tractivas por el fondo dieron lugar también al depósito de facies turbidíticas más groseras. Cuando la pluma en suspensión procedente de los canales comenzaba a perder inercia y dispersarse por la masa de agua lacustre se produjo el depósito del material detrítico. En



las zonas más internas, la sedimentación presenta un carácter mixto, con una alternancia de láminas detríticas y láminas de yeso que indican periodos de escaso aporte correlativos de precipitación a partir del agua lacustre salina. Este depósito laminado hace que no sea fácil establecer un límite neto entre las zonas de prodelta y las áreas lacustres internas. La gran cantidad de restos de materia orgánica indica un transporte continuo de vegetación en descomposición desde la llanura deltaica y avalaría la abundante presencia de vegetación en la misma.

Sistema Eólico

El sistema eólico se localizó mayoritariamente en un área de unos 5 km², al sur de la localidad de Escorihuela, si bien durante algunos estadios se expandió hacia zonas circundantes superando los 3 km de longitud (Fig. 3.11). Este sistema está caracterizado por la asociación de litofacies A, que está integrada por facies eólicas entre las que se encuentran depósitos de duna, mantos de arena y áreas de interduna (Fig. 3.49). Localmente, especialmente hacia el norte, estas facies se interdigitan con depósitos aluviales, definiéndose allí la asociación AL, que representa una alternancia entre procesos aluviales y eólicos, con frecuente retrabajamiento de las facies eólicas por corrientes acuosas (Fig. 3.49). Atendiendo a sus características internas y al entorno en el que se desarrolló, los materiales eólicos conforman, según la clasificación de Pye y Tsoar (2009), un sistema de duna escalente, *echo* o *cliff-top* (Fig. 3.10).

El agente de transporte dominante en este sistema era el viento y las corrientes eólicas, que se dirigían hacia el este y deceleraban bruscamente contra el escarpe topográfico asociado al sistema de fallas de la Sierra de El Pobo, viéndose favorecida la acumulación de arena en forma de dunas o mantos de arena (Rodríguez-López *et al.*, 2012). La existencia de superficies de reactivación y la alternancia de depósitos de duna e interduna, indica que existieron sucesivas etapas de acumulación-deflación y la conservación de huellas de mamíferos indica una tasa de sedimentación relativamente alta. En las zonas de interduna en momentos secos se producía la deflación de los mantos arenosos y su conservación tuvo lugar principalmente en momentos de alto nivel freático que permitía su estabilización. Los depósitos eólicos se interdigitaban con los depósitos generados en otros ambientes, aluviales o palustres, vecinos en función de los aportes de agua a la cuenca. De este modo, en momentos de descargas acuosas desde los abanicos aluviales, las corrientes canalizadas retrabajaron los depósitos eólicos, mientras que las arroyadas los tapizaban facilitando su conservación.

3.3.2. Distribución temporal y Evolución megasecuencial

Este apartado tiene por objeto analizar la distribución y evolución temporal de los sistemas sedimentarios. Para ello, se pretende caracterizar la evolución megasecuencial a escala de cuenca a partir de las variaciones verticales en las asociaciones de facies, de manera que se pueda establecer una tendencia evolutiva representativa para la totalidad de la misma. Ahora bien, en este análisis se atenderá igualmente a las peculiaridades que se reconozcan en cada zona, dado que pueden aportar importante información sobre la evolución paleogeográfica de la región. Como se ha comentado en el apartado 1.4.1, el reconocimiento de las evoluciones megasecuenciales, acompañadas de variaciones paleogeográficas a escala de cuenca, es la base para establecer rupturas sedimentarias y unidades genéticas, siempre que

estos cambios respondan a variaciones en los factores alocíclicos (Garrido y Villena, 1977). Por el contrario, cambios de signo en la evolución megasecual reconocidos sólo en zonas concretas pueden haber estado controlados por factores autocíclicos (e.g. cambios en el área de drenaje, estructuras tectónicas locales, interacción entre sistemas deposicionales...) no constituyendo auténticas rupturas sedimentarias, hecho que es preciso determinar.

Las consideraciones realizadas en este estudio megasecual constituyen también un paso previo al análisis climático y tectónico, de manera que, persiguiendo la mayor objetividad posible, las evoluciones y límites megasecuals se han establecido de forma independiente para cada perfil y se encuentran reflejadas en el Anexo 1. La evolución secual propuesta en cada perfil está basada

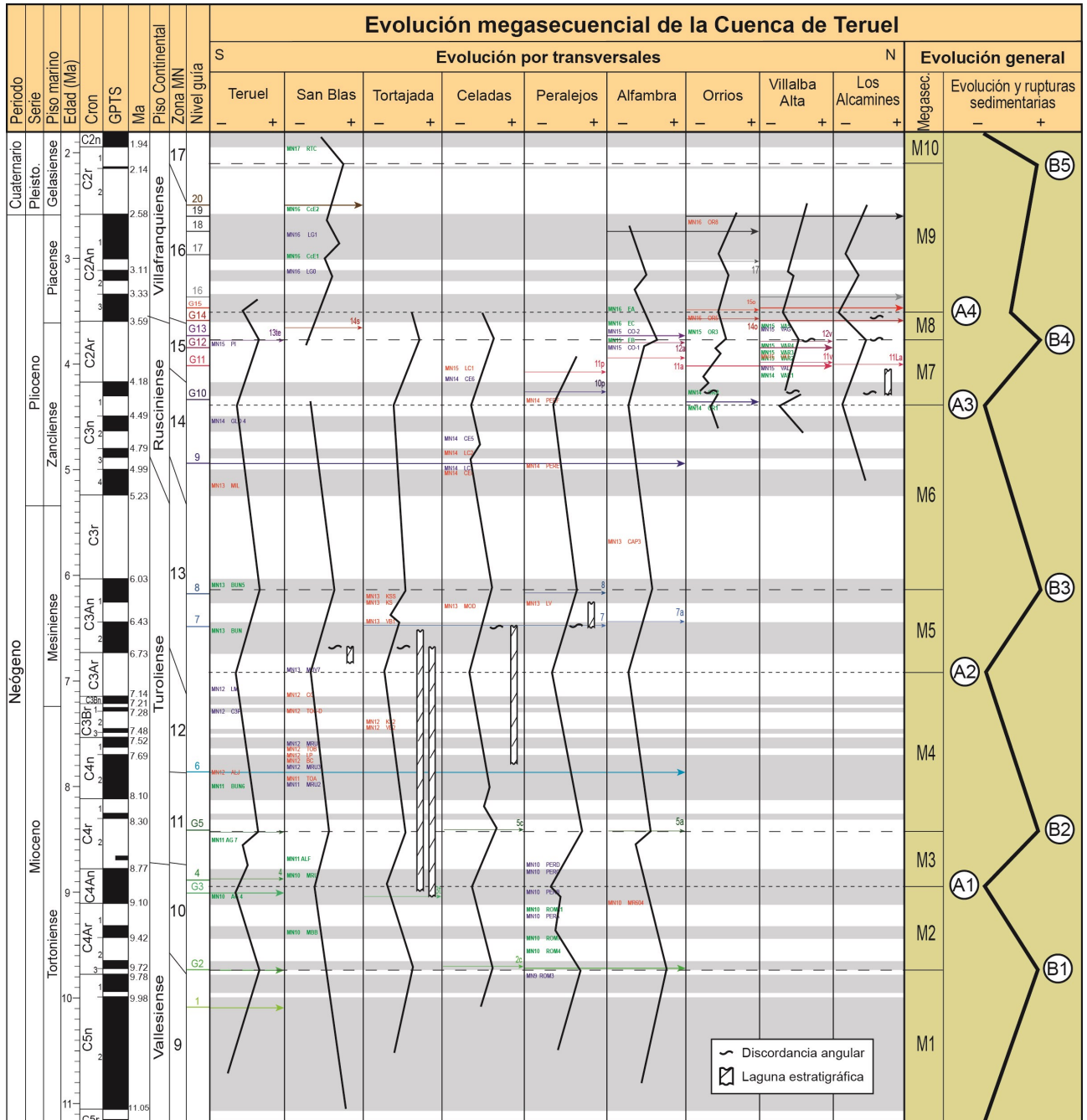


Fig. 3.51. Evolución megasecual establecida en cada transversal y evolución megasecual propuesta para el sector norte de la Cuenca de Teruel tomando como base el modelo cronoestratigráfico previamente establecido. Las letras A-B y números 1 a 5 dentro de un círculo representan los principales límites megasecuals reconocidos en la región y M1 a M10 indican las megasecuals diferenciadas en el registro sedimentario. Se indican asimismo la

principalmente en la evolución litológica y granulométrica, especialmente esta última en lo que respecta a las facies terrígenas. En la Figura 3.50 se recogen la evolución megasecuencial interpretada para cada perfil y en ella las evoluciones (perfiles) aparecen agrupadas por transversales y han sido transformadas a escala de tiempo tomando en cuenta los paneles cronestratigráficos. Las evoluciones megasecuenciales de los perfiles han sido recogidas asimismo para cada transversal en los respectivos paneles litoestratigráficos y cronoestratigráficos (Figs. 3.36 a 3.43). En los modelos sedimentarios anteriormente establecidos hemos indicado, por otro lado, cómo existe una clara relación de proximalidad-distalidad entre los depósitos aluviales de los márgenes de la cuenca (depósitos proximales) y los depósitos palustres y, luego, lacustres del centro de la cuenca (distales). Por ello, la evolución megasecuencial interpretada en cada perfil refleja con bastante aproximación la evolución vertical general de las asociaciones de litofacies. Obviamente, la localización precisa de los cambios de tendencia en la evolución interpretados dentro de la misma asociación de litofacies responde a la información detallada disponible en el propio perfil. En el caso de cambios de tendencia de positiva (granocreciente) a negativa (granodecreciente), este límite se sitúa normalmente en el tramo de serie estratigráfica que presenta la mayor granulometría. En las zonas proximales y medias de los abanicos aluviales este nivel se corresponde con los niveles que muestran el mayor espesor y tamaño de los clastos y que suele, además, tener una mayor continuidad lateral (e.g. niveles guía 2a y 8, Fig. 3.40). Cuando el cambio de tendencia es el contrario (de granodecreciente a granocreciente), el límite se ha situado en las facies más distales reconocidas dentro de esa asociación de litofacies. En los lagos carbonatados o evaporíticos, por ejemplo, estos límites se sitúan en los paquetes calcáreos o evaporíticos que muestran las facies más internas del sistema lacustre (facies de calizas masivas en el primer caso).

Cabe señalar que el escaso espesor de la serie estudiada en algunos perfiles tiene, en ocasiones, bastante influencia sobre la evolución individual propuesta, ya que algunos cambios de signo reconocidos a escala de cuenca pueden quedar “escondidos” al no existir una sucesión litológica suficiente para identificar las tendencias o los cambios de tendencia (ver Anexo 1). Por ello, para el establecimiento de la evolución secuencial a escala de cuenca es necesario hacer el análisis conjunto y la comparación de las evoluciones individuales propuestas para cada perfil. Este análisis permite, por una lado, ir reconociendo las tendencias y cambios de tendencias que se van repitiendo a lo largo de la cuenca y, a partir de ellos, ir definiendo la evolución megasecuencial general para la cuenca estudiada y, por otro, permite identificar evoluciones locales que no son representativas a escala de cuenca, así como reflejar discrepancias en la evolución megasecuencial entre perfiles vecinos o zonas cercanas.

La integración y comparación de las evoluciones megasecuenciales individuales de los perfiles se ha realizado de manera global para el conjunto de la región de estudio (Fig. 3.50). No obstante, para facilitar la presentación de este proceso de análisis, en esta memoria hemos separado dos fases de trabajo. En la primera, realizada para cada transversal, se han integrado las evoluciones de todos los perfiles de dicha transversal en una evolución conjunta, que han sido recogidas en el panel cronoestratigráfico correspondiente (ver Fig. 3.36 a 3.43). La evolución secuencial para cada transversal se ha construido completando la evolución parcial obtenida de perfiles individuales que abarcan distintas partes de la serie estratigráfica (e.g. perfiles SB-1 a SB-5, por un lado, y SB-6 a SB-9, por otro, en Fig. 3.37). En segundo lugar, atendiendo a la evolución secuencial más completa que se haya reconocido en los perfiles. A este respecto, algunos de ellos, especialmente los situados en las partes centrales de la

cuenca, muestran facies más homogéneas y evoluciones secuenciales poco definidas (e.g. perfiles To-4 y Ce-4 en Figs. 3.38 y 3.39, respectivamente), mientras que perfiles próximos (perfiles To-2 y To-5 o Ce-5, por ejemplo) presentan una evolución mejor definida. En estos casos, son estas últimas evoluciones más detalladas las que han sido utilizadas para construir la evolución megasecuencial para la transversal.

En la segunda fase, se han integrado las evoluciones secuenciales reconocidas para cada transversal y, a partir de ellas, se ha definido la evolución megasecuencial general del relleno sedimentario para el sector norte de la Cuenca de Teruel (Fig. 3.51). La propuesta final ha resultado fundamentalmente del filtrado de algunas evoluciones más complejas que están registradas únicamente en algunas de las transversales; la mayor parte de estas complejidades se sitúan en el tercio superior del registro estratigráfico (ver Fig. 3.51). De este modo, la evolución general propuesta es aquella que más se ha repetido en el registro sedimentario; en esta evolución se reconocen abundantes cambios de tendencia.

Para una mayor comprensión de la evolución propuesta se han diferenciado las megasecuencias que se corresponden con los conjuntos de rocas incluidos entre los cambios de tendencia o límites reconocidos a escala de cuenca. Se han diferenciado 10 megasecuencias denominadas M1 a M10 (Fig. 3.51). Los límites de estas megasecuencias son reconocibles a escala de cuenca y 4 de ellos representan un cambio en la tendencia de granodecreciente a granocreciente (pueden corresponder con rupturas de tipo 2 o 5, Fig. 1.10) y otros 5 tienen la evolución contraria, de granocreciente a granodecreciente (rupturas de tipo 1, 3 o 4, Fig. 1.10). Los primeros límites han sido numerados de base a techo con las siglas A1 a A4 y los segundos como B1 a B5 (Fig. 3.51). Todas ellos han sido datados en función de las consideraciones establecidas a partir del modelo cronoestratigráfico de la cuenca, que tiene en cuenta la edad de yacimientos, los perfiles magnetoestratigráficos y los niveles guía de correlación, y serán tratadas en detalle en la explicación de la evolución megasecuencial.

Dado que en la explicación de la evolución secuencial desarrollada en este apartado se realizan continuamente referencias a la correlación entre perfiles, posición de éstos dentro de la cuenca, localización de yacimientos, características litológicas concretas, variaciones verticales y laterales de los conjuntos rocosos, etc., se recomienda tener muy presentes los paneles lito- y cronoestratigráficos de las figuras 3.36 a 3.43. Los paneles cronoestratigráficos de las transversales, que también incluyen las asociaciones de facies definidas, además de permitir deducir la localización de los distintos sistemas sedimentarios para cada periodo y su evolución a lo largo del tiempo, han permitido reconocer y valorar las lagunas estratigráficas existentes, caracterizándolas como hiatos o vacíos erosivos.

De forma general, se puede establecer que para el periodo comprendido entre el Vallesiense y el Turolense final la sedimentación se limitaba a la zona comprendida entre la transversal de Teruel y Alfambra (Figs. 3.36 a 3.41), mientras que desde el Rusciniense temprano se amplió hacia la parte norte de la cuenca y la occidental, ésta última en la zona que representa la transversal de San Blas, en el sur (Figs. 3.36 a 3.43 y Fig. 3.51). La distribución y dimensiones de los sistemas sedimentarios no permanecieron invariables a lo largo de los aproximadamente 9,4 Ma que abarca la totalidad del relleno estudiado, existiendo diversos episodios de progradación o retrogradación aluvial, más o menos bruscos, y de retracción-expansión lacustre (Figs. 3.36 a 3.43). La comparación con la evolución megasecuencial propuesta (Figs. 3.50 y 3.51) muestra la correlación entre los cinco máximos granulométricos (límites B1 a B5) y los episodios de progradación aluvial generalizada en la cuenca, que alternan con cuatro mínimos granulométricos (límites A1 a A4) correspondientes a episodios de expansión lacustre. En cambio, como

se expone en el Anexo 1 y a lo largo de este apartado, existen variaciones en la tendencia evolutiva en ciertos perfiles que no tienen reflejo más allá de una transversal concreta, o de una parte de ella, especialmente relacionadas con progradaciones o retrogradaciones aluviales de los sistemas afectados por cambios locales. Por lo tanto, en este apartado vamos a discriminar aquellos cambios de signo en la evolución megasecuencial que sean comunes a todas las transversales estudiadas, o a la mayor parte de ellas intentando explicar las discrepancias que se presenten.

Teniendo en cuenta las consideraciones anteriores a continuación establece la relación entre la evolución de los sistemas sedimentarios y la evolución megasecuencial propuesta para esta cuenca. En el desarrollo de este apartado, para simplificar la explicación, hemos considerado los límites B1 a B5 (de granocreciente a granodecreciente) como límites principales. Estos límites, junto con el límite basal del depósito de la cuenca (límite 0) van a ser los utilizados para seguir las explicaciones de detalle de la evolución megasecuencial del relleno sedimentario.

Límite 0. Estadio inicial.

Los depósitos más antiguos situados sobre el sustrato jurásico (límite 0) son de edad Vallesiense (MN9-MN10) y evidencian que durante este tiempo existieron fundamentalmente abanicos aluviales de largo desarrollo longitudinal (LDL). Hacia el sur (Transversal de Teruel) existían abanicos LDL procedentes de ambos márgenes y sus sectores distales ocupaban la parte central de la cuenca (Fig. 3.36). Localmente, se desarrollaron en la zona meridional de Concud algunos abanicos de corto desarrollo (CDL) procedentes del oeste, del paleorelieve de Cerro Gordo. Más hacia el norte, existieron también abanicos LDL procedentes del oeste y del este. Los de procedencia oriental tenían el área fuente en Cabigordo y sus partes medias y distales se reconocen especialmente en la transversal de Celadas (Fig. 3.39). Más hacia el norte, no existen depósitos de esta edad que permitan establecer si existieron aportes desde el borde oriental y los esquemas cronoestratigráficos muestran la existencia de abanicos LDL procedentes del oeste en las transversales de Peralejos y Alfambra (Figs. 3.40 y 3.41, respectivamente) que pasaban hacia el centro de la cuenca a un sistema palustre-lacustre de carácter carbonatado. Los lagos de composición carbonatada y salina se encontraban localizados en la parte central de la cuenca, entre las transversales de Tortajada y Peralejos (Figs. 3.438 y 3.40), estando limitado al sur y norte por los abanicos aluviales y orlas palustres (transversales de San Blas y Alfambra, Figs. 3.37 y 3.41).

Límite B1: la megasecuencia M1

El primer límite reconocido se ha denominado B1 (Figs. 3.50 y 3.51) y supone en general un cambio de tendencia desde la megasecuencia 1 (granocreciente o progradante) a la megasecuencia 2 (granodecreciente o retrogradante). Por debajo de este límite, la serie está mayoritariamente integrada por materiales detríticos y presenta una tendencia granocreciente (megasecuencia M1) que se relaciona con un incremento en la vertical en la fracción terrígena grosera. En relación con esta megasecuencia se reconoce una progradación aluvial de los sistemas de amplio desarrollo longitudinal (LDL) procedentes del este en la zona de Teruel, Celadas y Tortajada, mientras que en Peralejos y Alfambra, donde no hay afloramientos en la zona oriental, se infiere una progradación de los abanicos tipo LDL procedentes del oeste. El máximo avance de estos sistemas coincide con el límite megasecuencial B1 que se reconoce en

un amplio sector de la zona centro-meridional de la cuenca, incluyendo las transversales de Teruel, Tortajada, Peralejos y Alfambra, si bien, como se expone a continuación, podría estar igualmente representado en las transversales de San Blas y Celadas.

Localización y consideraciones

En la transversal de Teruel (Fig. 3.36), la evolución granocreciente de M1 es clara en el perfil Los Monotos (Te-4), en la parte central de la cuenca, y se manifiesta por un progresivo incremento de niveles de areniscas intercalados en una serie predominantemente lutítica correspondiente a los sectores distales de los abanicos LDL. La evolución propuesta para la misma edad en los perfiles más orientales, perfiles Valdecebro (Te-6) y El Enebral (Te-5), muestra una evolución general progradante reflejada por la entrada de potentes niveles de conglomerados y areniscas que manifiestan la misma progradación. Se trata de materiales localizados entre los niveles guía 1 y 2, en el tránsito entre los cronos C5n y C4Ar, es decir, de la misma edad y características que en las transversales de Peralejos y Alfambra, de manera que se puede tratar del límite B1.

En la transversal de San Blas (Fig. 3.37), la correlación y los datos magnetoestratigráficos señalan que en los perfiles SB-6, SB-7 y SB-8 existen materiales de edad equivalente a la megasecuencia M1. La evolución propuesta es granodecreciente no habiéndose reconocido el límite B1 con claridad. Sí se reconoce, en cambio en la sucesión aparentemente equivalente al techo del cron C5n (base de SB-6) un conjunto conglomerático que podría corresponderse con dicho límite y marcar el inicio de la megasecuencia M2.

En la transversal de Tortajada (Fig. 3.38), la correlación propuesta y, especialmente, la localización del nivel 3t, permite situar el cambio de tendencia granocreciente-granodecreciente en la parte inferior del perfil To-7. La presencia de niveles conglomeráticos se correspondería con la máxima progradación de los depósitos distales asociada al límite B1, siendo la serie infrayacentes equivalente a la megasecuencia M1.

Una situación similar a la expuesta en la transversal de Teruel ocurre en la de Celadas (Fig. 3.39) en relación con la parte inferior de los perfiles Bco. Malo (Ce-7) y Salto de Montalvo (Ce-8), donde aparece un potente nivel de conglomerados en relación con el nivel guía 2c. Este cuerpo de conglomerados probablemente represente el límite B1 ya que es representativo de la máxima progradación de los sistemas aluviales de esta zona y periodo, por lo tanto el escaso espesor de la sucesión infrayacente se correspondería con la megasecuencia M1.

La mejor exposición de M1 ocurre en la parte occidental de las transversales de Peralejos y Alfambra (Fig. 3.40 y 3.41) donde se reconoce una progradación de los sistemas LDL hasta zonas muy centrales de la cuenca. Esta progradación es reflejada en el aumento progresivo en el tamaño de los cantos y el espesor de los niveles de conglomerados dentro de los sectores medios de abanicos LDL. En la zona occidental de ambas transversales, el límite B1 coincide con un característico y potente nivel de conglomerados que aflora ampliamente por toda la margen derecha del río Alfambra y que hacia el centro de la cuenca pasa a un potente cuerpo de carbonatos nodulosos (nivel guía 2a). Como se observa si se comparan los perfiles Pe-4 y Pe-5 (Fig. 3.40), esto implica el tránsito a una orla palustre que es correlativa de facies carbonatadas más terrígenas en las zonas más internas del lago, reconociéndose el cambio secuencial en todos los ambientes considerados.

Datación

La serie estudiada de la megasecuencia M1 se sitúa en las transversales de Teruel, San Blas, Tortajada y Alfambra sobre rocas triásicas, jurásicas y paleógenas que actuarían como paleorreliques dentro o en el borde de cuenca. La edad de la base de M1, aunque probablemente diacrónica dado que estos materiales se disponen en *onlap* sobre rocas más antiguas, se ha establecido en las transversales de Teruel y San Blas atendiendo a los datos magnetoestratigráficos de los perfiles La Gloria (Krijgsman, 1996; Krugier *et al.*, 2003) y Masada Rueda (Garcés *et al.*, 1997), que han sido correlacionados con las columnas El Enebral (Te-5) y Cerro de los Aldabades I (SB-8), respectivamente. A partir de ello, la base de M1 tiene una edad Vallesiense inferior, correspondiendo a la base de la zona MN9, y más concretamente se correspondería con el techo del cron C5r o estaría ligeramente por debajo de éste (Fig. 3.51).

La edad del límite B1 (techo de M1) se establece a partir de la edad del grupo de niveles guía 2 (Figs. 3.50 y 3.51). Se ha podido datar en la transversal de Peralejos donde se puede atribuir al nivel 2a una edad Vallesiense. Más concretamente, este nivel está en relación con el techo de la zona MN9, muy próximo al límite MN9-MN10, ya que en el perfil Pe-5 se reconoce entre los yacimientos ROM 3 y ROM 4 (van Dam *et al.*, 2001). El perfil magnetoestratigráfico La Roma (Krijgsman, 1996) evidencia que este límite se corresponde con la base del cron C4Ar o techo de C5n. Su correlación hacia el norte, con la transversal de Alfambra, apunta a una datación coherente, situándose este límite por debajo del yacimiento MR604 (MN10; Alcalá *et al.*, 2005) en el perfil Al-5.

Límite B2: las megasecuencias M2 y M3

Sobre el límite B1 y hasta B2 la serie es, en general, retrogradante primero (hasta el límite A1) y progradante después, constituyendo las megasecuencias M2 y M3, respectivamente (Figs. 3.50 y 3.51). En algunas zonas al norte, en la transversal de Peralejos (Fig. 3.51), la evolución granodecreciente de M2 se complica por la presencia de algún salto intercalado (Pe-5 y Pe-6, Fig. 3.50) mientras que hacia el sur esto ocurre en relación con la evolución granocreciente de la megasecuencia 3 como por ejemplo en las transversales de Teruel (Te-4), Tortajada (Te-5), Celadas (Ce-5) (Fig. 3.50). A partir de ello, considerando exclusivamente el espesor de los materiales, el límite B2 se corresponde bien con un salto granocreciente relativamente brusco (cuando el espesor de M3 es muy reducido) o con un cambio de tendencia de granocreciente a granodecreciente (si M3 muestra mayor potencia de sedimento). Cuando la consideración se hace en un marco temporal, se puede observar que el escaso espesor que muestra la megasecuencia M3 en algunos puntos refleja, en realidad, una muy baja tasa de sedimentación. La megasecuencias M2, M3 y el límite B2 aparecen ampliamente representados en toda la cuenca, tanto en los márgenes como en el centro de las transversales de Teruel, San Blas, Tortajada, Celadas, Peralejos y Alfambra (Figs. 3.50 y 3.51).

La megasecuencia M2 está representada por una disminución en la vertical en la granulometría de los materiales detríticos, tanto en los bordes como en el centro de la cuenca. En las partes centrales se refleja, más localmente, como un tránsito desde facies terrígenas a carbonatadas o evaporíticas. En relación con esta megasecuencia se deduce una retrogradación aluvial, tanto de los abanicos procedentes del oeste (transversal de Alfambra, Peralejos o Teruel; Figs. 3.41, 3.40 y 3.36), como del este (transversal

de Celadas y más sutil en Teruel; Figs. 3.39 y 3.36). Simultáneamente, se produce una expansión lacustre central, que presenta características de lago salino hacia el sur, en la transversal de Teruel (Fig. 3.36) y carbonatado hacia el norte, lacustre en Peralejos (Fig. 3.40) y palustre en Alfambra (Fig. 3.41), existiendo características mixtas en zonas intermedias (Tortajada o Celadas; Figs. 3.38 y 3.39). Más localmente, esta evolución se refleja por el desarrollo de una orla palustre en una zona ocupada anteriormente por zonas aluviales distales como en la transversal de San Blas (Fig. 3.37).

La megasecuencia M3, con evolución general progradante, se corresponde con un tránsito de carbonatos o evaporitas a detríticos finos en zonas relativamente centrales de la cuenca (ver perfiles Te-4, To-5, To-6, Ce-5, Pe-5, Pe-6 y Pe-7; Figs. 3.36 y 3.38 a 3.40), aunque también se presenta como un aumento de la granulometría de los materiales terrígenos en las transversales de Teruel (ver Te-1, Te-2 y Te-5; Fig. 3.36), San Blas (SB-6 y SB-7; Fig. 3.37), Celadas (Ce-6 a Ce-8; Fig. 3.39) y Peralejos (Pe-1 y Pe-2; Fig. 3.40). La megasecuencia M3 coincide con una nueva progradación aluvial durante el inicio del Turolense (límite MN10-MN11) que se reconoce en la mayor parte de la cuenca y adquiere su máxima expresión coincidiendo con el límite B2. En las zonas meridionales, como en la transversal de Teruel desaparece el lago salino (Figs. 3.36), mientras que en las septentrionales, como en las de Peralejos y Alfambra (Figs. 3.41 y 3.42), el sistema lacustre se ve considerablemente reducido aunque no llega a desaparecer.

Localización y consideraciones

En la parte oriental de la transversal de Teruel (Fig. 3.36), la megasecuencia M2 se manifiesta por un tránsito desde depósitos terrígenos a carbonatados o evaporíticos que suponen una progradación de los abanicos LDL procedentes del este (Te-4 o Te-5). En el sector occidental, se reconoce exclusivamente en el perfil Te-1 como un paso de conglomerados a lutitas dentro de las partes medias del abanico. La megasecuencia M3 en la parte occidental se reconoce como una suave progradación aluvial en la que cuerpos granulométricamente más gruesos se pueden reconocer en los sectores distales (Te-5). En la parte más central (Te-4) existe una alternancia entre conjuntos evaporíticos y lutíticos en relación con la megasecuencia M3, estableciéndose dos saltos ligeramente progradantes dados por el tránsito desde los primeros a los segundos (tramos 4 y 6). Esta tendencia progradante es equivalente a la de Te-5 pero en una posición más próxima al límite del lago, lo que refleja una competencia entre los sistemas aluvial y lacustre, hasta que finalmente se impone el abanico aluvial. En función de la correlación realizada y de la magnitud de la progradación, se considera que el límite B2 se corresponde con el salto superior. Hacia el oeste, en los perfiles Te-1 y Te-2, la evolución progradante de la megasecuencia M3, se corresponde con una serie más potente; de hecho, en Te-2, sólo se observa esta parte, representada por un aumento de conglomerados y areniscas entre depósitos lutíticos. En esta zona, el límite B2 se corresponde con el techo del perfil Te-1 y la base del tramo 3 de Te-2, coincidiendo con el momento de máxima progradación aluvial en este sector.

En la zona de San Blas (Fig. 3.37), los depósitos localizados entre B1 y B2 afloran sólo hacia el este y presentan una evolución granodecreciente con un salto granocreciente a techo (límite B2), de manera que M2 es la más representativa estando M3 muy limitada en espesor. Donde más claramente se observa esta evolución es en el perfil SB-7, existiendo una disminución de conglomerados desde la base

que luego aumentan en relación con la mitad inferior del tramo 3 (límite B2). Esta súbita progradación del abanico CDL es correlativa de un aumento brusco del diámetro de los cantos tanto en este perfil como en SB-6 (tramo 3) que pasan de menos de 25 cm a más de 60 cm en diámetro. En el perfil SB-8 disminuye en la vertical la fracción terrígena y aumentan los carbonatos dentro de la serie palustre entre los tramos 5 y 6, existiendo unos niveles de calizas que indican la máxima profundización (techo de M2). Inmediatamente por encima se reconocen un tránsito rápido a niveles de carbonatos nodulosos, margas marrones y algún nivelillo de areniscas que marcan una ligera progradación correspondiente a la megasecuencia M3 que culmina a techo del tramo 7 en el límite B2. Esta parte es correlativa de una aparente progradación aluvial reconocida a la base del perfil SB-9.

Más hacia el norte, en la transversal de Tortajada (Fig. 3.38), los depósitos por debajo de B2 aparecen ligados a las zonas bajas de los perfiles estratigráficos, lo que complica el establecimiento de una evolución fiable. Si se considera la correlación establecida, tomando de referencia los niveles guía 3t y 6 (por debajo y por encima de B2), se puede establecer que en el perfil To-7 sólo se encuentra representada una pequeña parte de la megasecuencia M2, como una retrogradación marcada por paso de sectores aluviales distales a palustres-lacustres. La parte superior de este conjunto (incluido B2) ha desaparecido en relación con el desarrollo de una discordancia, que evidencia la erosión de la parte superior de la megasecuencia M2 y la totalidad de M3. En el perfil To-6, el límite B2 se corresponde con los niveles de areniscas que aparecen hacia la mitad del tramo 2, por lo que el conjunto por debajo de este límite es granocreciente y se corresponde con la megasecuencia 3. Hacia el centro de la cuenca, en el perfil Loma de Peñalena (To-5), la situación es similar a la reconocida en la transversal de Teruel, donde en las inmediaciones del tránsito entre sectores distales de abanicos aluviales y lagos salinos la evolución granocreciente se complica. La alternancia de paquetes yesíferos y lutíticos dificultan el establecimiento de una evolución clara, si bien se propone una leve tendencia granocreciente general por el incremento de espesor de los niveles lutíticos hacia techo que además representan la progradación más continua hacia el centro de la cuenca. En la zona central de la cuenca (To-4), los materiales muestran una tendencia poco definida debido a la homogeneidad que presentan las facies y el ambiente evaporítico, y B2 se correspondería probablemente con alguno de los niveles más terrígenos localizados entre los tramos 2 y 5.

En la zona de Celadas (Fig. 3.39), el límite B2 debería estar representado sólo hacia el este (Ce-4 a Ce-8) ya que allí afloran materiales de edad equivalente. La situación en Ce-4 y Ce-5 es similar a la de la transversal anterior. En el tramo 3 del perfil Ce-4 se reconoce un conjunto de niveles margosos que, en función de su posición estratigráfica, podrían corresponderse con el límite B2, representando la serie infrayacente parte de la megasecuencia M3. De igual forma, en Ce-5 los materiales correlativos muestran un alternancia de niveles yesíferos y lutíticos ligados a un evento de progradación aluvial generalizado que se corresponde en Ce-6 con unos niveles conglomeráticos de la base del perfil. Más hacia el este, en los perfiles Ce-7 y Ce-8, el nivel guía 5c se corresponde con un potente nivel de conglomerados que marca el límite B2, pudiendo correlacionarse la progradación en estos perfiles con la entrada de los sectores distales de abanicos sobre el lago evaporítico comentada anteriormente. La evolución bajo este límite es granodecreciente y viene dada por una ligera retrogradación marcada por un aumento de lutitas a techo de la megasecuencia M2, a la que se superpone una tendencia granocreciente de poco espesor correlativa de la megasecuencia M3.

En la zona de Peralejos (Fig. 3.40), la evolución retrogradante de la megasecuencia M2 es clara

en la zona oeste, donde está marcada por una disminución de conglomerados y un aumento de lutitas y carbonatos nodulosos en la vertical, por encima de B1 y que representa una clara retrogradación aluvial desde sectores medios a distales. El límite B2 está bien definido en Pe-2 como una leve progradación que supone un salto granocreciente por la entrada de conglomerados en los sectores distales. Estos conglomerados se corresponden, hacia el este, en Pe-3 con unos niveles conglomeráticos de escaso espesor y en Pe-4 con un potente nivel de carbonatos nodulosos sobre calizas que representa el paso de condiciones lacustres a palustres. En todos estos perfiles, la potencia de la megasecuencia M2 es notablemente mayor que la megasecuencia M3 aunque la duración de ambas es muy similar (Fig. 3.40). En áreas más centrales, en los perfiles Pe-5 y Pe-6, bajo el límite B2 (representado en los tramos 5 y 4, respectivamente) se reconoce una tendencia compleja ya que la megasecuencia M2 (granodecreciente) muestra un pequeño salto de manera que la retrogradación hasta la máxima expansión se ve ligeramente interrumpida. La megasecuencia M3 está representada por la superposición de la orla palustre sobre los sectores más internos en un momento correlativo a la máxima progradación aluvial. Más allá del eje longitudinal de la cuenca, en el perfil El Prado (Pe-7) se reconoce, en el tramo 1, un potente nivel de lutitas sobre materiales carbonatados en una posición equivalente al límite B2, por lo que la base del perfil se corresponde con la megasecuencia M3.

En la parte occidental de la transversal de Alfambra (Fig. 3.41), sobre el límite B1 se reconoce una tendencia granodecreciente (M2) de características muy similares a la transversal de Peralejos, con un incremento en lutitas y disminución en conglomerados, coincidiendo con una retrogradación de los sistemas aluviales de tipo LDL; la megasecuencia M3 y el límite B2 quedan probablemente por encima de ambos perfiles. Más hacia el este, dicho límite no se reconoce con claridad, aunque la posición de los niveles 5a y 6 permite proponer que se corresponde probablemente con los niveles de carbonatos nodulosos localizados en relación con el primero de estos niveles en los perfiles Al-5 y Al-6; a partir de ello, los materiales granodecrecientes en la parte inferior de los perfiles Al-4 a Al-6 se corresponderían, al menos parcialmente, con M2 y la corta evolución granocreciente con M3. Por otro lado, el límite B2 debería encontrarse incluido en el tramo 4 de Al-3 pero ha sido imposible establecer una ubicación precisa.

Datación

El límite B2 aparece siempre asociado al grupo de niveles de correlación 5 en relación con los que existen abundantes yacimientos paleontológicos y datos magnetoestratigráficos que han permitido establecer su edad (Fig. 3.51).

En la transversal de Teruel, este límite megasecuencial ha podido ser datado en el perfil El Enebral (Te-5), donde aparece entre los yacimientos AG 7 y BUN 6 (van Dam *et al.*, 2001), ambos correspondientes a la zona MN11 (Tuoliense). Además, la correlación con el perfil magnetoestratigráfico El Búnker (Krijgsman, 1996) permite situar este límite en el cron inverso C4r.

En la zona de San Blas, su edad se ha establecido mediante el perfil Cerro de los Aldabades I (SB-8) donde se localiza en relación con o sobre el cron C4r, siempre en relación con yacimientos asignados a las zonas MN10-MN11 (Garcés *et al.*, 1997).

En la zona de Peralejos, el límite B2 se ha podido datar mediante el perfil La Rambla de la Covacha (Pe-5) donde aparece claramente por encima del yacimiento ROM 11 (MN10; van Dam *et al.*, 2001) y de la base del cron C4An (perfil magnetoestratigráfico La Roma; Krijgsman, 1996), lo que apuntaría a una edad Turolense (zona MN11). En el perfil de Peralejos (Pe-6), la progradación aluvial se reconoce entre el yacimiento PER B (MN10; Weerd, 1976) y el nivel guía 6, teniendo en cuenta su correlación con los perfiles vecinos la máxima progradación ocurre en la parte superior del tramo 4, pudiendo ser algo más moderno (MN11).

Límite B3: las megasecuencias M4 y M5

El límite B3 se corresponde en la mayor parte de la cuenca con un salto o cambio de tendencia granocreciente-granodecreciente. Los materiales situados inmediatamente por debajo se corresponden con un conjunto predominantemente granodecreciente o retrogradante que constituye la megasecuencia M4 (Figs. 3.50 y 3.51) y una secuencia granocreciente (M5). El conjunto de materiales de estas dos megasecuencias aparece ampliamente representado en toda la cuenca, tanto en los márgenes como en el centro de las transversales de Teruel, San Blas, Tortajada, Celadas, Peralejos y Alfambra (Figs. 3.36 a 3.41).

La megasecuencia M4 está representada en la mayor parte de la cuenca por un tránsito de materiales predominantemente detríticos, a carbonatados o evaporíticos, coincidiendo con una gran expansión lacustre que se deduce a partir de las transversales de Teruel, Tortajada, Peralejos y Alfambra (Figs. 3.36 a 3.41). Los sistemas lacustres se expanden hacia los bordes, siendo más acusada la expansión hacia el borde occidental, especialmente en aquellas transversales donde la anchura de la cuenca era mayor. Destacar que en las transversales localizadas al norte (Peralejos y Alfambra), el sistema lacustre es carbonatado, mientras que hacia el sur, en general las facies lacustres son más salinas en relación con el borde oriental y carbonatadas en el occidental (especialmente en Tortajada y Celadas); se reconoce también un sistema deltáico lacustre alimentado desde el oeste. En la zona de Teruel, más al sur, el sistema lacustre vuelve a estar dominado por la sedimentación carbonatada. Allí donde las facies son más homogéneas, como en los márgenes de la cuenca, M4 se deduce a partir de la disminución en la granulometría de los materiales detríticos dentro de los sectores proximales y medios de los abanicos aluviales.

Hacia la parte superior del Turolense (mitad de MN13), desde Teruel hasta Alfambra se produce una importante progradación aluvial en relación con la megasecuencia M5, tanto de los abanicos occidentales como de los orientales cuya máximo avance coincide con el límite B3. En la zona meridional (Teruel, Fig. 3.36) los sectores aluviales distales atraviesan por completo la cuenca, de manera que el sistema lacustre desaparece. Hacia el norte, sin embargo, se mantiene una zona lacustre central que, a excepción de lo que se observa en la transversal de Peralejos (Fig. 3.40), es normalmente más reducida, como en Alfambra (Fig. 3.41). En el área de Tortajada se instaura un sistema de abanicos CDL en el margen este, mientras que en el margen occidental el sistema deltaico lacustre progresa (Fig. 3.38). La situación es muy similar en la transversal de Celadas donde la cuenca se expande hacia el oeste captando nuevos abanicos de tipo LDL (Fig. 3.39).

Localización y consideraciones

En la transversal de Teruel (Fig. 3.36), la megasecuencia M4 es granodecreciente, debido al paso desde una serie predominantemente terrígena a un conjunto carbonatado en el que puede haber calizas, limos y carbonatos nodulosos (Te-2, Te-4 y Te-5), que marca el tránsito de sectores distales de abanicos aluviales al sistema palustre-lacustre. Sobre esta sucesión, en Te-2, Te-4 y Te-5, se encuentra M5 como una corta evolución progradante resultado de una entrada aluvial sobre las facies lacustres. En Te-3, en cambio, la evolución granocreciente de la secuencia M5 presenta mayor espesor.

En la transversal de San Blas (Fig. 3.37), entre los límites B2 y B3 se reconoce una evolución cíclica granodecreciente-granocreciente (M4 y M5), como en SB-7 y SB-8. En el perfil SB-6 la tendencia retrogradante podría ser brusca, con un salto granodecreciente neto en la base del tramo 4 dado por la "rápida" superposición del sistema lacustre sobre las facies proximales de un abanico CDL. Teniendo en cuenta la evolución de los perfiles vecinos y el análisis litológico en detalle, la evolución retrogradante se podría prolongar hasta el techo de dicho tramo. Por otra parte, en el perfil SB-9 existe una discordancia sintectónica compuesta que separa una sucesión carbonatada a techo de M4 de una serie lutítico-yesífera, por encima, que se corresponde con la progradación aluvial representativa de M5. Los niveles de yesos superiores se han considerado en todos los casos incluidos en la sucesión progradante (M5) teniendo en cuenta que también aparecen intercalados entre niveles de lutitas en los perfiles SB-6 a SB-9.

El límite B3 se encuentra en general bien representado en la transversal de Tortajada (Fig. 3.38) como un cambio de tendencia de granocreciente a granodecreciente (ver To-1, To-2, To-5, To-6 y To-8); al igual que ocurre con B2, en algunos perfiles (e.g. To-3 y To-4) este límite no se detecta dada su homogeneidad litológica. Por debajo de este límite, se reconoce una evolución retrogradante (megasecuencia M4) representada por la retirada de los sectores aluviales distales del centro de la cuenca y la instauración del sistema lacustre. Sobre ella, la megasecuencia M5 está representada por una progradación aluvial hasta el límite B3, marcado por una entrada de lutitas sobre los yesos. Localmente, y al igual que ocurría anteriormente, en el perfil To-5 la megasecuencia granocreciente muestra un salto interno dentro de la tendencia general a la progradación. En el perfil To-8, el límite B3 está representado por el máximo diámetro de cantos reconocido dentro del sector proximal de un abanico tipo CDL. Existe una discordancia angular en la base o intra-M5 localizada por debajo del límite B3 que se considera equivalente a la reconocida en To-7. En los perfiles que representan el sistema deltaico, la progradación correlativa de B3 se muestra como una superposición de las asociaciones de llanura deltaica sobre los sectores más propios del frente deltaico.

En la transversal de Celadas (Fig. 3.39), el límite B3 se reconoce tan sólo hacia el este, como cambio de tendencia en Ce-5 y más brusco en Ce-7. Por debajo, muestra una evolución retrogradante-progradante, correspondiéndose por tanto con M4 y M5; en Ce-7 el espesor de la evolución retrogradante queda limitada a unas calizas que muestran signos de karstificación y erosión, por lo que una laguna estratigráfica, compuesta por un vacío erosional y un hiato, ha sido interpretada para parte de las megasecuencias M3 y M4. El techo del perfil Ce-6 podría corresponderse con el límite B3, por lo que en dicho perfil se encontrarían M4 y M5 y B3 supondría la máxima progradación reconocida en Ce-7. Con los datos disponibles, no es posible determinar a qué tramo corresponde B3 en los perfiles Ce-1, Ce-2 y Ce-3, pero la superposición de los sectores medios de un abanico LDL sobre sectores proximales de otro abanico de muy corto recorrido en Ce-1 indica una progradación relacionada con la entrada de un nuevo

sistema en la cuenca. Teniendo en cuenta la posición de los perfiles y el espesor de los mismos, existe la posibilidad de que B3 se encuentre en el tramo 3 de Ce-2 y en la base de Ce-3, donde se reconoce una parte ligeramente más detrítica que, aparentemente, es correlativa de la entrada aluvial.

Hacia el norte, en la transversal de Peralejos (Fig. 3.40), el límite B3 se reconoce como un ligero salto progradante en los perfiles centrales (Pe-5 y Pe-7) marcado por la existencia de un conjunto margoso (Pe-5) o lutítico (Pe-7) sobre calizas, de modo que dichos conjuntos responden a una progradación aluvial (M5) que tiene su máximo en relación con dicho límite. Por debajo, la serie es granodecreciente-granocreciente debido al tránsito de carbonatos nodulosos o lutitas (según el perfil) a calizas, correspondiéndose con la expansión lacustre asociada con M4. En Pe-6 se reconocen las megasecuencias M4 y M5 por debajo de B3, como un tránsito de calizas a margas entre ellas, existiendo una ligera discordancia angular intra-M5. Hacia el este, en los perfiles Pe-8, Pe-9 y Pe-10, se reconoce una progradación aluvial que culmina en un cambio de tendencia de granocreciente a granodecreciente, por lo que se encuentra representada la megasecuencia M5 y el límite B3.

La transversal de Alfambra (Fig. 3.41) es la más septentrional en la que se reconocen las megasecuencias M4 y M5 junto con el límite B3; esto ocurre además exclusivamente en la parte central de la cuenca (perfiles Al-4 a Al-6). Al igual que en Peralejos, este conjunto se manifiesta por una entrada de lutitas correlativa de un aumento de terrígenos en las partes centrales del lago, de espesor variable, (megasecuencia M5) en relación con el nivel guía 7a sobre una serie granodecreciente o retrogradante que corresponde a M4. Nuevamente, representa la progradación de los abanicos aluviales que introducen mayor carga terrígena en el lago. Hacia la base del perfil Al-7 existe una serie predominantemente margosa que, según la correlación, sería equivalente a la parte superior de la megasecuencia M5 y al límite B3. En la base de Al-11 se reconoce, además, una discordancia progresiva correlativa de una megasecuencia granocreciente que es en parte equivalente con el límite M5.

Datación

La edad del límite B3 se establece mediante los niveles guía 6 y 9, ya que aparece siempre entre ellos y muy especialmente ligado a los niveles 7 y sobre todo al 8 (Figs. 3.50 y 3.51).

En la zona de Teruel este límite ha sido datado como Turolense en los perfiles Te-4 y Te-5. En el primero de ellos aparece entre los yacimientos LM y MIL (MN12 y MN13, respectivamente; Weerd, 1976; Mein *et al.*, 1990). En el segundo aparece entre los yacimientos BUN y BUN 5, lo que implica su asignación a MN13; no se puede precisar su relación con la GPTS debido a la baja calidad de la señal magnética del perfil El Búnker (Krijgsman, 1996) para este tramo, pero podría corresponderse con el cron normal C3An.

En la parte oriental de la transversal de San Blas el límite aparece claramente por encima del paquete de yesos de la parte inferior de M5. La base de este nivel yesífero ha sido datada como Turolense (tránsito zona MN12-MN13) mediante los yacimientos que se encuentran en los perfiles SB-6 a SB-8 por lo que B3 se puede asignar a la zona MN13.

En las transversales de Tortajada, Celadas, Peralejos y Alfambra, B3 siempre se ha reconocido en relación a los niveles guía 7 y 8, dados como Turolense por su localización siempre entre yacimientos

MN12-MN13. En concreto, se ha asignado a la zona MN13 ya que siempre aparece muy por encima y por debajo de yacimientos que caracterizan esta zona de mamíferos. Por ejemplo, en Tortajada (perfiles To-1 y To-2) se localiza por encima de los yacimientos KS, KSS y VB1 (van Dam *et al.*, 2001; Weerd, 1976; respectivamente) y en las transversales de Celadas y Peralejos se localiza ligeramente por encima del yacimiento MOD (van Dam *et al.*, 2001) en el perfil Ce-6 y del yacimiento LV (Mein *et al.*, 1990) en el perfil Pe-4. Por último en la transversal de Alfambra, B3 se reconoce por debajo del yacimiento CAP 3 (van Dam *et al.*, 2001) en AI-5.

Límite B4: las megasecuencias M6 y M7

Entre los límites B3 y B4 la serie es en general granodecreciente-granocreciente y constituye las megasecuencias M6 y M7 (Figs. 3.50 y 3.51). Localmente, la evolución no es cíclica existiendo zonas en las que los materiales equivalentes a M6 presentan una evolución más compleja (Ce-1 a Ce-3). El límite B4 se corresponde con un cambio de tendencia progradante-retrogradante relativamente brusco. Hay que destacar que en la mayoría de los perfiles levantados en la cuenca se reconoce una entrada detrítica en relación con dicho límite, pero las condiciones de afloramiento no han permitido caracterizarlo de manera clara en algunos perfiles al ser analizados individualmente.

La megasecuencia M6 está representada en los bordes de la cuenca por una disminución en la granulometría de los materiales detríticos, mientras que en las partes centrales se refleja como un tránsito desde facies terrígenas a carbonatadas o evaporíticas. Esta megasecuencia es correlativa de la mayor expansión lacustre que tuvo lugar en la cuenca, pues ocupa una superficie mayor que en la anterior etapa de expansión. Durante la máxima expansión (de edad MN14), los sistemas lacustres se extienden hasta el borde occidental y se expanden considerablemente hacia el oriental. Esta megasecuencia se reconoce en la totalidad de la cuenca, reflejándose en la parte alta de las transversales meridionales, desde Teruel hasta Alfambra (Figs. 3.36 a 3.41), y hacia la base en las transversales localizadas más al norte (Figs. 3.42 y 3.43).

Por su parte, la megasecuencia M7 se corresponde en los márgenes de la cuenca con un aumento de la granulometría de los depósitos terrígenos, reflejando una progradación de los sistemas alviales que alcanza las áreas lacustres más internas en el momento de máximo avance (ver transversales de Teruel, Celadas, Peralejos, Alfambra, Orrios, Villalba y Los Alcamines). En zonas relativamente centrales de la cuenca está representada por una serie en la que existe un tránsito desde materiales carbonatados a detríticos finos o un incremento de la fracción detrítica en los carbonatados.

Las megasecuencias M6 y M7 junto con el límite B4 aparecen ampliamente representados en toda la cuenca, tanto en los márgenes como en el centro de las transversales de Teruel, San Blas, Tortajada, Celadas, Peralejos y Alfambra. Estas dos megasecuencias son las más antiguas que afloran en la zona norte de la cuenca, en la base de los perfiles que integran las transversales de Orrios, Villalba Alta y Los Alcamines (Figs. 3.50 y 3.51).

Localización y consideraciones

En la transversal de Teruel (Fig. 3.36), la megasecuencia M6 se reconoce exclusivamente en la

parte alta de los perfiles Te-2 a Te-5, como un paso de un conjunto lutítico a otro carbonatado en el que puede haber calizas, limos y carbonatos nodulosos. Sobre esta sucesión, en Te-2 y Te-3, se encuentra M7 como resultado de una entrada aluvial sobre la serie carbonatada que refleja la progradación de los abanicos del oeste, aunque no presenta mucho espesor.

En la transversal de San Blas (Fig. 3.37), la megasecuencia M6 aflora únicamente en los perfiles Cerro del Muletón I y II (SB-6 y SB-7). Allí, su evolución es idéntica a la reconocida en los perfiles de Teruel, mostrando una tendencia retrogradante hasta donde permiten observar las condiciones de afloramiento.

En la zona de Tortajada (Fig. 3.38), el límite B4 se presenta en el perfil To-3 como una entrada de limos en una serie lacustre dominada por calizas; asociadas a dicho límite existen abundantes evidencias de bioturbación y karstificación que indican una cierta exposición de los materiales lacustres. La megasecuencia M6 aparece en más perfiles y tiene tendencia granodecreciente, marcada por un paso de sectores distales de abanicos aluviales a una facies lacustre hacia techo (ver To-1 a To-6); una excepción la constituye To-4 donde la homogeneidad litológica no permite establecer de dónde a dónde se extendería M6. La megasecuencia M7 se reconoce en esta transversal, al menos parcialmente, como un aumento de la fracción terrígena de los carbonatos lacustres a techo (To-1 a To-3).

En la transversal de Celadas (Fig. 3.39) se reconoce una megasecuencia de tendencia granodecreciente que se correspondería con los materiales equivalentes a M6 (Ce-1, Ce-2 y Ce-3) si bien incluye un salto progradante, correspondiente con una entrada aluvial, representada por lutitas y otros terrígenos entre niveles carbonatados. Hacia el margen este, la megasecuencia M6 se registra por la superposición de depósitos lacustres evaporíticos y carbonatados sobre sectores distales de abanicos aluviales en Ce-5 y hacia el borde oriental, de terrígenos finos sobre conglomerados, tramo 9 en Ce-7. La megasecuencia M7 se manifiesta exclusivamente en los perfiles Ce-3 y Ce-7 como un aumento de la fracción terrígena en los depósitos lacustres y como una súbita progradación en los sectores proximales, respectivamente.

En las transversales de Peralejos y Alfambra (Figs. 3.40 y 3.41) la megasecuencia M6 corresponde en las zonas centrales con la superposición en los perfiles Pe-5 a Pe-8 y Al-4 a Al-7 de una serie calcárea sobre una lutítica o carbonatada terrígena, representando la expansión del sistema lacustre. En el borde oriental (ver Pe-10 y Pe-11) esta megasecuencia muestra una disminución en el tamaño de los cantos de los conglomerados y un aumento de las intercalaciones de areniscas. Por su parte, la megasecuencia M7 se manifiesta en el sector centro-oriental (Pe-7 a Pe-11) como una progradación aluvial que superpone detríticos fino sobre facies carbonatadas, la cual es correlativa de un aumento en la granulometría en los perfiles del borde de cuenca. En la zona central de la transversal de Alfambra (perfiles Al-5 a Al-8), la megasecuencia M7 está representada por un incremento de la fracción detrítica en los carbonatos que gradan finalmente a niveles lutíticos, quizá encontrándose la base de esta megasecuencia también a techo de Al-4. Con la correlación planteada, se propone que el límite B4 puede ser equivalente a un nivel de conglomerados localizado hacia la mitad de Al-9, por lo que los materiales infrayacentes corresponden con el techo de la megasecuencia M7. Finalmente, en los perfiles del borde oriental (Al-10 y Al-11), M7 muestra un grano- y estratocrecimiento en los niveles conglomeráticos y el límite B4 está representado por un cambio de tendencia de progradante a retrogradante situado en torno al nivel guía 12a, un nivel conglomerático que tiene los cantos de mayor tamaño.

En el norte de la cuenca, el reconocimiento de las megasecuencias M6 y M7 se complica debido a la peor calidad de afloramientos y la presencia de numerosas discordancias locales. Dada la edad de los materiales, en la transversal de Orrios (Fig. 3.42) sólo se reconocen materiales equivalentes a la megasecuencia M6 en la base del perfil Or-3, donde presentan una evolución granodecreciente marcada por un aumento de la potencia y presencia de calizas. En las zonas centrales (Or-4 y Or-5), la evolución es difícil de establecer teniendo en cuenta la alta componente terrígena de todos los materiales carbonatados. La presencia de facies aluviales y más marginales a techo, llegando a aparecer algún nivel de carbonatos nodulosos, correlativo en los perfiles vecinos con una progradación aluvial, se ha considerado el reflejo de una sutil evolución progradante. Destacar que el límite B4 podría estar representado en cualquiera de las entradas terrígenas reconocidas en la megasecuencia M7 en los perfiles de Or-3 y Or-5 (interpretación izquierda en la Fig. 3.42). En el perfil Or-7, a partir de una discordancia angular se reconoce una evolución granocreciente (megasecuencia M7) con algún salto intermedio correspondiente a un incremento en la relación $(C+A)/L$ que culmina en una clara progradación aluvial (límite B4). La parte infrayacente a la discordancia no presenta una tendencia clara, pero puede considerarse por sus características más proximal que la serie superior.

Existe una segunda posibilidad y es que se trate de un límite de secuencia oblicuo, de tal forma que la parte progradante de la megasecuencia M7 se corresponda en este punto con una megasecuencia retrogradante ya que la masa de agua lacustre está siendo desplazada por el avance de los sistemas aluviales en otros puntos (interpretación derecha en la Fig. 3.42). La progradación aluvial reconocida a techo sería la progradación de los abanicos aluviales de esta área cuando adquieren capacidad para progradar mientras retrogradan en otros puntos de la cuenca.

En la transversal de Villalba Alta (Fig. 3.43) aparece en general la megasecuencia M7 y culmina en el límite B4, tanto en el centro como en el margen este; una excepción es Vi-3, perfil en el que no se ha podido determinar una evolución clara, en gran medida condicionado por la presencia de una discordancia progresiva compleja. La megasecuencia M6 se reconoce sólo localmente (Vi-6) como un paso de conglomerados a lutitas, marcando un pequeño granodecrecimiento, y, sobre ella, la megasecuencia M7 muestra una progradación aluvial y presenta una discordancia interna. A pesar de haber planteado en el Anexo 1 que Vi-2 y Vi-4 están integrados por una secuencia progradante, la correlación propuesta permite plantear que el límite B4 estaría representado por el mayor contenido de terrígenos en el tramo 4 del primero y por un potente paquete de conglomerados que se localiza a base del tramo 2 en el segundo. En ambos perfiles, este máximo granulométrico coincide con la máxima progradación aluvial.

En la transversal de Los Alcamines (Fig. 3.43), la presencia de múltiples discordancias locales y evidencias de interrupción sedimentarias complica la propuesta de una evolución para los depósitos de CA-2 y CA-3. En cambio, la evolución granocreciente de la base del perfil CA-1 se corresponde con la parte superior de la megasecuencia M7. Por otro lado, se propone que en la parte inferior del perfil CA-4 se encuentran representadas M6 y M7, así como el límite B4 (tramo 3). Indicar que la discordancia intra-M7 reconocida en Or-7 y Vi-6 parece corresponderse con la discordancia inferior de CA-2 y CA-3, mientras que la segunda discordancia de este perfil podría estar en relación con el límite B4.

Límites y datación

La edad del límite B4 se establece por situarse entre el grupo de niveles de correlación 12 y 14 y siempre muy próximo con el grupo de niveles 13, en relación con los que existen abundantes yacimientos paleontológicos así como datos magnetoestratigráficos que han permitido establecer su edad con bastante precisión como Rusciniense tardío (MN15; Figs. 3.50 y 3.51).

En la transversal de Teruel, el nivel 13te aparece ligado al yacimiento PI (MN15, Mein *et al.*, 1990) situado en el tramo 7 del perfil del Te-2.

En la zona de Alfambra, los niveles 13 y 13a aparecen entre los yacimientos de CO1 y CO2 (zona MN15, Alcalá *com. pers.*) en el perfil AI-9. En el perfil AI-12 se reconoce entre los yacimientos de Escorihuela EB y EC (Mein *et al.*, 1990) correspondientes a las zonas MN15 y MN16, respectivamente, pero muy cerca del más antiguo; en este mismo perfil coincide con el cron inverso C2Ar del perfil magnetoestratigráfico de Escorihuela (Opdyke *et al.*, 1997).

En la transversal de Orrios, con las dos hipótesis abiertas, surge la discrepancia de la datación del límite B4. Si este límite no tiene reflejo en el centro de la cuenca y se corresponde, como en las transversales vecinas, con la progradación aluvial postdiscordancia reconocida en el margen, perfectamente se puede considerar una edad MN15 próxima al cron inverso C2Ar. Por otro lado, si se corresponde con la progradación aluvial reconocida en el centro de la cuenca, la hipótesis de un cambio de secuencia oblicuo debería ser considerada. La entrada detrítica se localiza por encima del yacimiento OR3 (MN15, Adrover, 1986) y en el cron C2An.3n (sólo sustentado por una muestra), como evidencia la correlación con el perfil magnetoestratigráfico Orrios de Opdyke *et al.* (1997), indicando una edad Rusciniense tardío-Villafranquiense temprano. En el vecino perfil de Orrios (Or-5), la posible progradación aluvial se reconoce por encima del yacimiento OR5 (MN16, Mein *et al.*, 1990), lo que apuntaría igualmente a una edad Villafranquiense. Si se atiende a esta datación, la progradación aluvial sería ~150 ka más moderna que la edad propuesta para el límite B4 en otros lugares de la cuenca, lo que podría llevar a considerar esta progradación como un límite oblicuo de secuencia. También hay que tener en cuenta que según Pérez-Rivarés (2016) un decalaje en edad absoluta de menos de 300 ka podría considerarse isócrono en el rango de definición que permiten las UTSs. Teniendo en cuenta las características de las megasecuencias M8 y M9, que se verán a continuación, la similitud en evolución del perfil Or-7 con los vecinos y alguna incertidumbre en la datación consideramos que el primer planteamiento es el más acertado.

Hacia el norte, en la transversal de Villalba Alta, el límite B4 aparece entre los niveles 12v y 14, que en los perfiles Vi-1 permite asociarlo a los yacimientos VAR 4 y VA 5, asignados a la zona MN15 o Rusciniense final, que además se correlacionan con el cron C2Ar del perfil magnetoestratigráfico de Villalba Alta (Opdyke *et al.*, 1997).

Límite B5: las megasecuencias M8 y M9

A finales del Rusciniense, raíz de la brusca progradación de los sistemas aluviales CDL y LDL (límite B4) los depósitos terrígenos dominan prácticamente la totalidad de la cuenca allí donde persiste la sedimentación, es decir, en la transversal de San Blas al sur (Fig. 3.37) y desde Alfambra al cierre norte de la cuenca (Figs. 3.41 a 3.43). Localmente, en el área de Escorihuela (Fig. 3.11) se instaura un sistema eólico adosado a las fallas de la Sierra del Pobo. En la zona de San Blas, ya formada la Fosa del Jiloca

(por activación de la falla de Conclud) se instaura un dominio de abanico distal de LDL en tránsito con un sistema palustre, que muestra distintos eventos de progradación-retrogradación hasta evolucionar a una progradación de los sectores medios (límite B5). Por debajo del límite B5, la serie está mayoritariamente integrada por materiales detríticos que afloran predominantemente en el norte (transversales de Alfambra, Orrios, Villalba Alta y Codo del Alfambra) y el sur (transversales de Teruel y San Blas en el sector occidental de la Fosa del Jiloca) de la zona de estudio. Las megasecuencias M8 y M9 siempre se desarrollan en materiales detríticos aunque localmente en la transversal de Teruel, San Blas y Tortajada muestran depósitos carbonatados.

Entre los límites B4 y B5 existen diferencias si se comparan los bordes y las zonas centrales en las transversales de Alfambra y Orrios, donde se reconoce una megasecuencia retrogradante o granodecreciente sobre B4 (M8) relacionada con la disminución de la fracción grosera (Figs. 3.41 y 3.42). Esta secuencia puede presentar algún salto progradante intermedio (AI-11), pero el espesor de sedimentos es mucho mayor que en el resto de la cuenca. Hacia el sur la megasecuencia M8 se reconoce localmente en Teruel. En San Blas queda bajo el límite de afloramiento o no está representada, de manera que hasta B5 la evolución es progradante (M9) si atendemos al aumento en la relación $(C+A)/L$ (conglomerados+areniscas entre lutitas) o T/Q (terrígenos/químicos). Sólo aquí, en concreto en SB-5, se reconoce serie por encima del límite B5, la cual marca un cambio de tendencia desde una megasecuencia granocreciente o progradante (M9) a otra granodecreciente o retrogradante (M10). A pesar de ello, es posible que en aquellos lugares en los que existe un paquete de conglomerados sobre lutitas marcando un incremento granulométrico notable a techo de algunos perfiles (SB-2, SB-3, Or-3, Vi-1 o CA-1) este límite esté también representado. En el norte (Orrios, Villalba Alta y Los Alcamines), sobre B4 la evolución es retrogradante-progradante estando representadas las megasecuencias M8 y M9, que en el caso de esta segunda representa la entrada de un abanico aluvial desde el norte.

Localización y consideraciones

En la transversal de Teruel (Fig. 3.36), a techo de los perfiles Te-2 y Te-3 se reconoce la megasecuencia M8 con una evolución granodecreciente, aunque a techo del perfil Te-3 hay una entrada lutítica que podría representar el paso a la megasecuencia M9.

En la zona de San Blas (Fig. 3.37) la megasecuencia M9 aparece en los perfiles SB-1 a SB-5 con una evolución general granocreciente que responde a una progradación aluvial. Cuando se analiza en detalle esta evolución, se pueden proponer varios saltos granocrecientes en estos perfiles, si bien aparentemente no son correlativos. Como se ha indicado con anterioridad, en SB-5 se reconoce además el límite B5 como un cambio de tendencia progradante-retrogradante.

En la zona de Tortajada (Fig. 3.38), materiales equivalentes a M8 están sólo representados en To-3 con una marcada homogeneidad litológica que impide establecer una tendencia clara, pero considerando que el límite B4 supone una entrada terrígena marcada por el paso de calizas a limos, la evolución por encima de B4 se ha considerado retrogradante. La situación es muy similar en la transversal de Celadas (Fig. 3.39), ya que a techo del perfil Ce-3 se manifiesta la megasecuencia M8 como una disminución en la relación M/K (margas/calizas) a partir del límite B4.

En los perfiles AI-11 y AI-12 de la transversal de Alfambra (Fig. 3.41), la megasecuencia M8 se reconoce exclusivamente en el borde de la cuenca. La evolución de esta megasecuencia muestra una disminución del diámetro de los cantos de conglomerados e incremento de las intercalaciones de lutitas que están evidenciando una retrogradación aluvial. Por encima del límite B4, en AI-12, se reconoce una potente serie retrogradante que podría incluir a materiales equivalentes a la megasecuencia M9.

Más al norte, en Orrios (Fig. 3.42), la situación en el margen es muy similar a la de la transversal de Alfambra, reconociéndose una evolución retrogradante en Or-7 como un tránsito de conglomerados a areniscas que se correspondería con la megasecuencia M8; aunque dado el espesor que presenta podría englobar materiales de M9 igualmente. Hacia el centro de la cuenca, en Or-3, Or-4 y Or-8, la evolución es progradante o granocreciente, respondiendo a la continuidad entre la evolución de M7 a M9 debido a que no se ha podido reconocer el límite B4. Es cierto que existe un tránsito de materiales carbonatados a terrígenos (que supone un incremento en la relación T/Q) bastante neto en los distintos perfiles que podría corresponder con el techo de la megasecuencia M8. Como ya se ha comentado anteriormente, un nuevo sistema aluvial procedente del norte irrumpe en relación con la megasecuencia M9, muy reconocible en la transversal de Villalba Alta y que alcanza la zona de Orrios. En función de la correlación establecida y de la datación, esta entrada aluvial se corresponde con el tránsito lacustre-aluvial reconocible en Or-3 y Or-4, por lo que la hipótesis planteada anteriormente se corrobora, estando el límite B4 por debajo y no representado en las partes centrales de la cuenca. Añadido a esto, las tendencias retrogradantes observadas en los perfiles del borde este podrían responder al mayor empuje del sistema longitudinal (de norte a sur) que obligaba a retroceder a los aportes transversales.

En la transversal de Villalba Alta (Fig. 3.43), sobre B4 se reconoce en los perfiles (Vi-1, Vi-2, Vi-4 y Vi-5 y Vi-6) una secuencia retrogradante poco potente, con desarrollo de carbonatos sobre lutitas o una disminución de la relación $(C+A)/L$ que representa una breve retrogradación aluvial. La megasecuencia M9 aparece representada en Vi-1 como una progradación aluvial manifestada por un aumento en la relación T/Q y $C/(A+L)$ que incluye algunas intercalaciones de conglomerados.

En la transversal de Los Alcamines (Fig. 3.43), la megasecuencia M8 es poco potente y aparece en los perfiles CA-1 y CA-4. En el primero es ligeramente granodecreciente, marcada por la presencia de un potente nivel de carbonatos nodulosos a techo de la misma; sobre ella M9 es granocreciente debido al aumento en la relación T/Q , con algún salto granocreciente relacionado con el aumento de la relación C/L . En CA-4 la megasecuencia M8 está representada por una disminución en el tamaño de los cantos y por el aumento de intercalaciones de terrígenos finos. Los materiales equivalentes a la megasecuencia M9 en los perfiles CA-2, CA-3 y CA-4 no muestran una tendencia definida debido al escaso espesor y homogeneidad litológica.

Límites y datación

El límite B5 está siempre por encima del grupo de niveles de correlación 19 y 20 (Figs. 3.50 y 3.51), que ha sido asignado al Villafranquiense, concretamente en el límite entre las zonas MN16 y MN17.

El cambio granulométrico, que sólo se reconoce claramente en el perfil SB-5, está localizado claramente por debajo del yacimiento RTC (MN17, Ezquerro *et al.*, 2012a) y se correlaciona con el cron C2r.2r del perfil magnetoestratigráfico Masada Cociero (Ezquerro *et al.*, 2016a). El nivel 20 está por debajo

de B5, pero muy próximo a éste, y en los perfiles SB-2 y SB-3 se situaría sobre los yacimientos LG 1 y CcE2 (MN16, Mein *et al.*, 1983, 1990); en estos perfiles, el límite B5 se correlaciona con el cron C2r mediante el perfil magetoestratigráfico Concud (Opdyke *et al.*, 1997).

En la transversal de Villalba Alta, el nivel 19 se localiza a techo del cron C2An.1n, aunque la mayor parte del paquete conglomerático ligado a lo que se consideraría relacionado con B5 queda ampliamente en el cron C2r.

El final del relleno: la megasecuencia M10

La megasecuencia M10 está solo representada en la transversal de San Blas ligada al bloque hundido de la Falla de Concud (perfil SB5), donde presenta una tendencia retrogradante o granodecreciente, desarrollada íntegramente en facies palustres (Figs. 3.37 y 3.50).

Localización y consideraciones

Constituye la parte superior del perfil SB-5 (Fig. 3.37) y está integrada por lutitas y areniscas en la base que pasan a margas y calizas con alguna intercalación de areniscas a techo.

Límites y datación

El límite superior del relleno endorreico se corresponde con los depósitos más modernos de la cuenca, que han podido ser datados en el perfil SB-5, como Villafranquiense final, dentro de la zona MN17, siendo los materiales más modernos equivalentes al cron C2n.

4. Estructura y morfotectónica

4.1. Estudio estructural

4.2. Estudio morfotectónico

**4.3. Deformaciones verticales asociadas
a las fallas principales**

4. ESTRUCTURA Y MORFOTECTÓNICA

Tal y como se ha expuesto en el capítulo 1, uno de los objetivos de esta tesis es avanzar en el conocimiento estructural del sector norte de la Fosa de Teruel, superando la definición clásica de una estructura de tipo *semigraben* y caracterizándola desde la perspectiva de los modelos de cuencas extensionales más actuales. Para analizar en detalle su configuración y evolución estructural, el estudio se ha basado en los tres aspectos fundamentales del análisis estructural (geométrico, cinemático y dinámico). Este capítulo y los dos siguientes se dedican, de alguna manera, a cada uno de ellos.

En este capítulo se presenta la caracterización de la estructura general de la fosa basada principalmente en la cartografía estructural, cortes geológicos y observaciones de campo. Asimismo, en este capítulo se hace un análisis estadístico de fracturas y lineaciones para establecer cuáles son las direcciones preferentes de fracturación en el interior de la fosa y su entorno e interpretar el desarrollo de la fracturación neógena y el papel jugado por la reactivación de fracturas previas. Por otra parte, en paralelo con el desarrollo estructural y el relleno sedimentario de la cuenca, sus márgenes montañosos fueron sometidos a aplanamientos erosivos en distintas etapas de su evolución. Por cuanto constituyen hitos que han de ser puestos en relación con los estadios tectónicos y, sobre todo, en la medida en que esas superficies de erosión constituyen buenos marcadores de las deformaciones posteriores, hemos de considerarlas dentro de nuestra descripción y análisis. En particular, son esos marcadores los que mejor nos permitirán evaluar los saltos verticales de las fallas que delimitan la cuenca. Es por ello que este apartado comprende no sólo los aspectos puramente estructurales sino también los morfotectónicos, en estrecha conexión unos con otros. Así, se incluye finalmente una evaluación de los desplazamientos verticales asociados a las fallas principales a partir de determinados marcadores de la deformación, cuyo reconocimiento parte de la interpretación del mapa de superficies de erosión y de los cortes geológicos realizados, en los que se ha reconstruido la estructura en profundidad.

El capítulo 5 se centra específicamente en la caracterización de la evolución dinámica de la fosa y en su discusión dentro del contexto de la evolución de la Placa Ibérica. El análisis de paleoesfuerzos se ha abordado a partir del estudio de estaciones de fallas y lineaciones de disolución que permitieran aproximar el campo de esfuerzos remoto y su posible evolución. Para tener un registro temporal lo más completo y acotado posible, se han seleccionado los lugares más idóneos para ubicar las estaciones en función de las correlaciones estratigráficas planteadas anteriormente y de la abundancia de mesoestructuras de calidad. En este apartado también se ha realizado una síntesis de los datos previos en el entorno de la fosa con objeto de presentar un modelo lo más completo y coherente posible.

En el capítulo 6 se profundiza en los aspectos geométricos y cinemáticos de las grandes estructuras a partir del análisis de las relaciones tectónica-sedimentación en los márgenes y en el interior de la cuenca, lo cual nos permitirá establecer el modelo de cuenca y su historia evolutiva. Dada la finalidad de la tesis, este apartado se ha centrado principalmente en la caracterización de aquellas deformaciones o indicios de deformación que están directamente relacionados con los límites megasecuenciales establecidos anteriormente. Es evidente que la actividad ha sido continua a lo largo de los ~9 Ma que abarcan los materiales estudiados, encontrándose evidencias de deformación (a meso- o macroescala) prácticamente en cualquier lugar e intervalo temporal estudiado; por ello, en este apartado solo se expondrán en detalle las deformaciones que evidencian momentos de actividad acelerada reconocibles en toda la fosa. Por un lado, se describen geométrica y cinemáticamente las estructuras relacionadas con cambios en la geometría y evolución del relleno, a partir de cortes e imágenes de los afloramientos

concretos. Por otro, se presentan del mismo modo evidencias que, sin estar en relación directa con ninguna estructura de orden mayor, son resultado de la actividad de dichas estructuras (sismitas, cambios en las direcciones de paleocorrientes) o tienen un origen común con ellas (deformación a pequeña escala generalizada en el techo de la megasecuencia 5).

4.1. ESTUDIO ESTRUCTURAL

La Fosa de Teruel tiene una orientación promedio NNE-SSW en su sector sur, aunque desde aproximadamente el paralelo de la ciudad de Teruel hasta el cierre septentrional se desvía a N-S siguiendo la directriz estructural de su margen oriental (Fig. 4.1). Este cambio de orientación coincide con un cambio de estilo estructural, de un *graben* asimétrico con bordes muy paralelos en el sector sur a un *semigraben* de límites más irregulares en el sector norte. La geometría de semifosa supone un basculamiento de los depósitos neógenos hacia el borde oriental, que responde a un pliegue de *rollover* laxo y que se puede reconocer ampliamente en el área de estudio (ver Fig. 1.3). Por otra parte, los depósitos neógenos que están rellenando la cuenca pasan a buzarse hacia el oeste al aproximarse a la zona de falla, conformando lo que podría interpretarse como un monoclinial de acomodación sintético o como un pliegue de arrastre. El resultado global es una estructura sinclinal laxa del relleno que expresa esa doble acomodación a la estructura profunda.

La estructura se complica además de por la existencia en el margen activo de fallas con distinta orientación, por la presencia de distintas fallas intracuencales y por la relación que guardan los depósitos neógenos con las mismas (Fig. 4.1). En su zona meridional, donde se localiza la articulación con el sector sur de la fosa y con la Fosa del Jiloca, entran en juego las fallas de Concud, Tortajada, Teruel y Valdecebro. En su zona septentrional, desde Orrios hasta Villalba Alta, la estructura se encajona debido a la presencia de paleorreliques jurásicos y de la falla antitética de Orrios en su parte occidental. En el cierre norte destaca la interacción entre la falla N-S de Los Alcamines (continuación de la Falla de El Pobo) y la falla E-W de Los Chorrillos.

A menor escala, los materiales neógenos que rellenan la cuenca muestran el desarrollo de fracturas y lineamientos, especialmente en las proximidades del margen oriental. Esta fracturación es mucho menos densa que la red de fracturas que muestra el Mesozoico en los márgenes de la cuenca, especialmente las unidades carbonatadas jurásicas.

4.1.1. Caracterización de la estructura principal

Como se ha comentado anteriormente, en los *semigrabens* la orientación del surco está fuertemente condicionada por las fallas de su margen activo; en el caso de la semifosa de Teruel, el borde oriental forma un límite bien definido por distintos segmentos rectilíneos con orientaciones N-S y NNE-SSW (Fig. 4.1). Estos segmentos están controlados predominantemente por fallas normales con orientaciones comprendidas entre NW-SE y NE-SW, con disposiciones en relevo y en ocasiones trazados quebrados, y que presentan longitudes kilométricas y desplazamientos verticales métricos a hectométricos. El límite occidental del relleno sedimentario (margen pasivo) presenta una mayor sinuosidad, si bien se puede englobar en una envolvente NNE-SSW. Los cambios de dirección en este margen son frecuentes como consecuencia del acomodamiento del relleno mio-plioceno a las estructuras de plegamiento NW-SE previas que afectan a materiales tanto mesozoicos como paleógenos (Fig. 4.1).

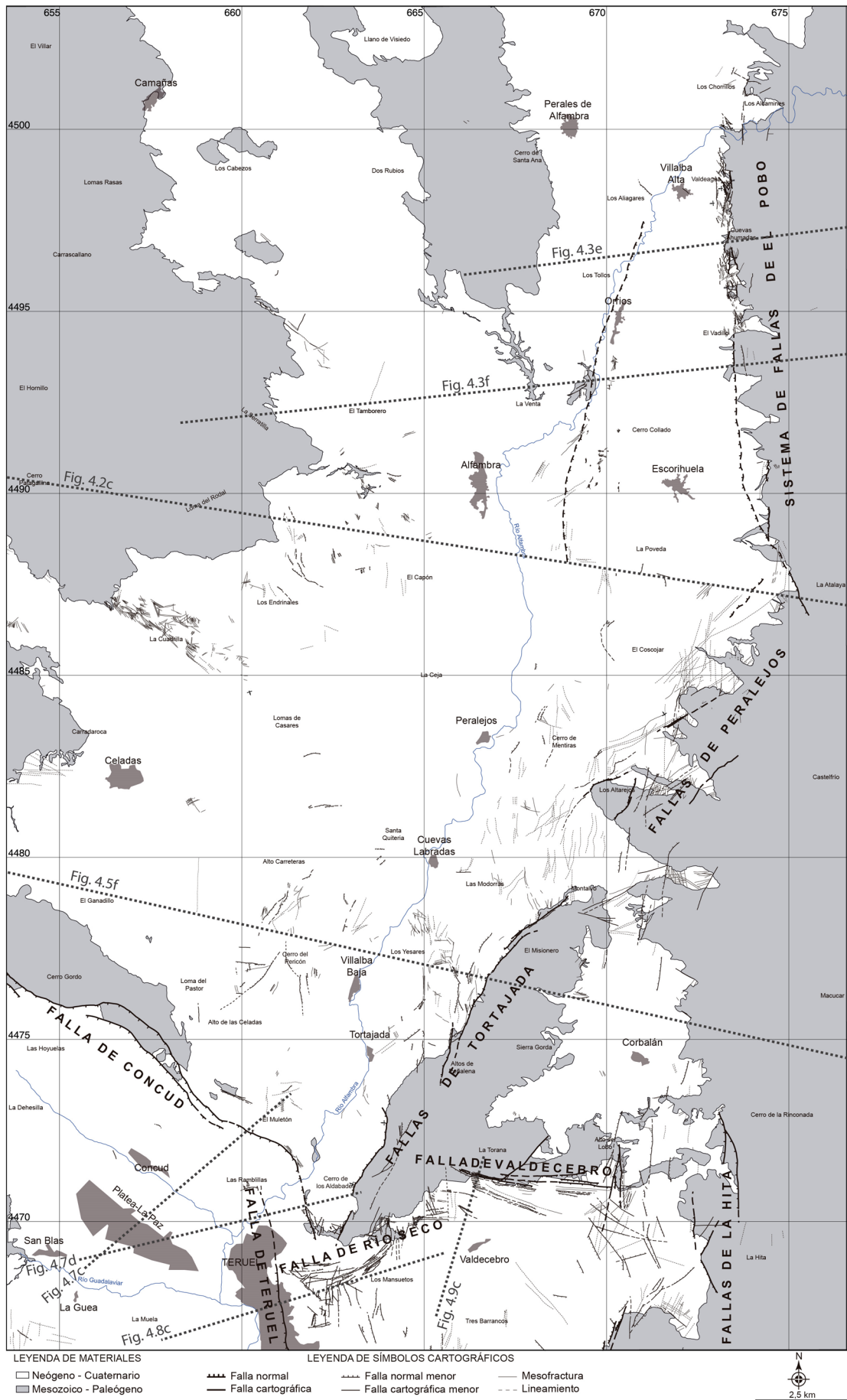


Fig. 4.1. Mapa estructural del sector norte de la Fosa de Teruel en el que se pueden reconocer cómo las principales fallas normales se sitúan en el margen oriental (activo) de la cuenca. Se indica con líneas discontinuas gruesas la posición de los cortes geológicos realizados.

En general, la línea de fallas del margen activo se corresponde con el límite de afloramiento de los depósitos neógenos (Fig. 4.1). La segmentación del límite oriental permite dividir la estructura de la fosa en distintos dominios que responden a cambios de orientación del borde de la misma. En el dominio septentrional, la zona de falla de la Sierra de El Pobo se extiende con orientación N-S desde el Barranco de los Alcamines, cerca del cierre norte de la cuenca, hasta aproximadamente el paralelo de Escorihuela, al sureste de dicha localidad. En el dominio central, las fallas de Tortajada y Peralejos presentan una dirección NNE-SSW a NE-SW y se extienden desde el sureste de Escorihuela hasta el noreste de la ciudad de Teruel. Esta línea de falla independiza el bloque intermedio de Corbalán con respecto al centro de la cuenca. El límite oriental del bloque de Corbalán muestra una orientación N-S, determinado por la zona de falla de Cabigordo aunque con una menor presencia de fallas superficiales. El dominio sur muestra mayor complejidad y en él la Falla de Conclud, de dirección NW-SE que se desvía a N-S en su extremo SW, articula la Fosa de Teruel con la Fosa del Jiloca. Respecto a la Falla de Teruel, de dirección N-S, aunque no se corresponde con una estructura de borde de cuenca, su posición geográfica e influencia en la evolución del sector situado al oeste de Teruel obliga a que sea tenida en cuenta en esta descripción. El margen oriental de la cuenca en este dominio está delimitado por una serie de fallas (Fallas de la Hita). Finalmente, existe alguna gran estructura transversa a la fosa, como la zona de falla de Valdecebro, de orientación E-W y situada al este de Teruel (Fig. 4.1).

La caracterización de la estructura de la cuenca en dichos dominios ha estado basada, además de en los datos estructurales observados y medidos en las fallas principales, en la realización e interpretación de cortes geológicos a partir de información de superficie y también de subsuelo (ver localización en Fig. 4.1). La información de subsuelo disponible ha sido mayoritariamente obtenida de sondeos poco profundos (< 100 m normalmente) realizados en el interior de la cuenca por la Confederación Hidrográfica del Júcar para la captación de aguas subterráneas, y también de algunos cortos sondeos realizados en relación con la construcción de la Autovía Mudéjar. La información de estos sondeos ha sido facilitada por el Gabinete Geológico de la Diputación de Teruel. Hay que añadir asimismo algunos sondeos (e.g. Masada Cociero) realizados por nuestro grupo de investigación. En los cortes geológicos, la estructura profunda, es decir aquella mostrada por las unidades mesozoicas, ha sido interpretada a partir de un profundo análisis de la cartografía MAGNA (Godoy *et al.*, 1983a y b). El espesor de las unidades mesozoicas y sus variaciones espaciales han sido tomados de las series estratigráficas recogidas en esos mismos mapas geológicos, así como de los mapas de isopacas publicados en las memorias del mapa geológico 1:200.000 de Daroca (Ferreiro *et al.*, 1991) y Teruel (Hernández *et al.*, 1985).

Dominio septentrional: Zona de falla de la Sierra de El Pobo

Esta zona de falla presenta una longitud aproximada de 16 km desde el sureste de Escorihuela hasta el Barranco de los Alcamines, aunque puede ser dividido en dos sectores: el de Escorihuela, localizado al sur y que se corresponde con la que clásicamente se ha denominado Falla de El Pobo, y otro al norte formado por una sucesión de segmentos de falla entre Orrios y Los Alcamines (Fig. 4.1).

Sector de Escorihuela

La Falla de El Pobo presenta una longitud de 9 km y se manifiesta por un contacto muy neto entre los glaciares pleistocenos y los materiales mesozoicos de la Sierra de El Pobo (Fig. 4.1 y Fig. 4.2a). Esta zona se caracteriza por la presencia de múltiples planos escalonados de orientación NNE-SSW a lo largo de los

materiales mesozoicos del bloque inferior, que presentan un claro paralelismo con la orientación del límite de la fosa. El plano más occidental que pone en contacto depósitos neógenos con materiales triásicos solo puede ser observado localmente en su parte más meridional. Los datos tomados en la superficie de rotura presentan una dirección media de 150, 74W. En él se reconocen dos familias de estrías, una con cabeceos muy bajos $\sim 45^\circ\text{N}$ con movimiento aparentemente dextral-normal y otra con cabeceos próximos a un movimiento normal puro (Fig. 4.2b).

El bloque superior muestra un basculamiento contra la falla principal formando una estructura sinclinal laxa aunque fuertemente asimétrica, resultado de la combinación de un pliegue de tipo *rollover* en profundidad y un monoclin de acomodación o arrastre, ambos controlados por la zona de fallas del margen oriental (Fig. 4.2c). La reconstrucción de la estructura profunda de los materiales mesozoicos y paleógenos revela que los anticlinales alpinos se encuentran biselados por una superficie relativamente plana que se corresponde con el fondo de la cuenca y que ha sido asimilado a la Superficie de Erosión Intramiocena (SEI). Si se emplea dicha superficie como marcador, la geometría del anticlinal de *rollover* no es muy acusada, mostrando un basculamiento muy constante que no es incrementado en las proximidades del plano de falla. En superficie da lugar al flanco largo (occidental) del sinclinal de acomodación, que se manifiesta mediante un basculamiento generalizado de 2 a 12°E , desde el margen de Sierra Palomera hasta el eje del río Alfambra. El buzamiento de las capas neógenas va incrementándose más rápidamente al aproximarse al borde activo, siendo máximo inmediatamente al este del cauce, donde la interacción con fallas antitéticas que se prolongan hasta el sector de Orrios ha incrementado localmente el basculamiento de los depósitos. Desde esta zona el buzamiento pasa a tener sentido contrario (al oeste) quedando así definido el flanco corto (oriental) de la estructura sinclinal al pie de la Sierra de El Pobo (Fig. 4.2c).

A partir de la posición de los materiales más antiguos y de la información del subsuelo procente de distintos sondeos en la zona de Escorihuela, se observa que la zona más deprimida no se localiza en el centro de la cuenca sino que lo hace algo desplazada hacia el borde oriental, al este del río Alfambra (Fig. 4.2c). La probable presencia de una importante falla sintética con el sistema de la Sierra de El, no fácilmente reconocible en el relleno superficial pero sí representada por fallas menores y lineamientos, sería en gran medida la responsable de ello. La acción combinada de esta falla y de la falla antitética de Orrios forma un pequeño surco a modo de *graben*, situado ligeramente al E del centro de la cuenca, donde, teniendo en cuenta el espesor de la serie sedimentaria y la edad de los materiales, se produce la subsidencia mayor y más persistente en el tiempo (Fig. 4.2c). Esto es indicativo de un sistema de fallas escalonadas propagándose probablemente en secuencia de bloque inferior hacia el borde este de la fosa, como queda especialmente patente por la fosilización de dicha falla y el recubrimiento por las unidades neógenas más modernas (megasecuencias M6 a M9) del jurásico de su bloque inferior levantado (Figs. 4.1 y 4.2c).

Sector de Orrios-Los Alcamines

A lo largo de los más de 7 km que presenta el margen oriental desde Orrios hasta Los Alcamines la estructura del margen activo se complica notablemente, no pudiendo reconocerse un plano de falla principal único (Fig. 4.1). La línea de fallas marca un contacto muy neto entre los materiales neógenos y los mesozoicos del borde (Fig. 4.3a,b). Al igual que en el segmento de la Falla de El Pobo, en los materiales mesozoicos se desarrollan numerosas fallas normales escalonadas en secuencia de bloque inferior (basándonos en el espesor y datación de los materiales neógenos ligados a sus bloques hundidos),

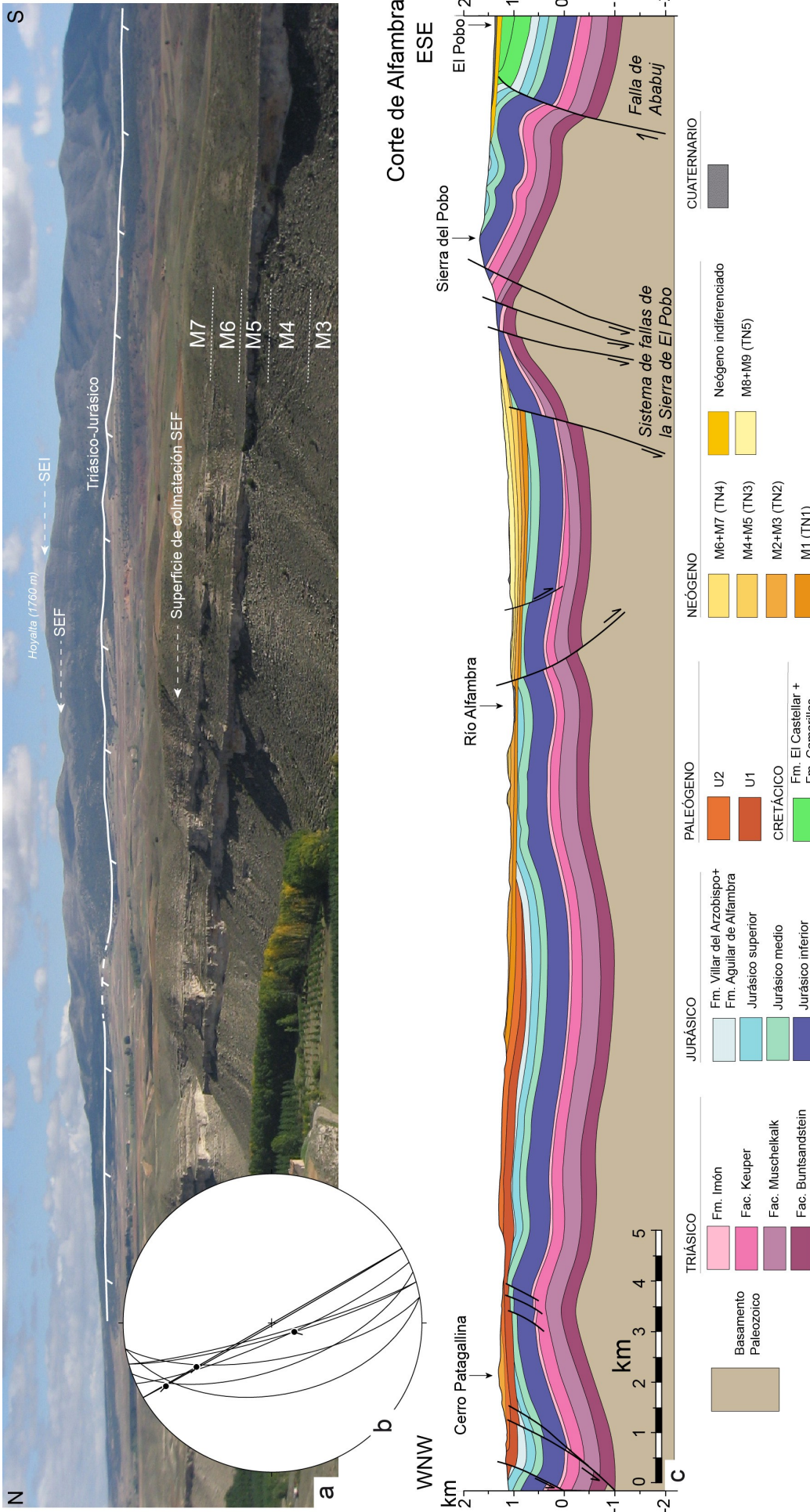


Fig. 4.2. Estructura de la cuenca de Teruel en el sector central de la Falla de El Pobo. **(a)** Vista del escarpe de la zona de falla de la Sierra de El Pobo desde el entorno de Peralejos-Escorihuela; nótese la Superficie de Erosión Intramiocena (SEI), a techo del bloque inferior) y la Superficie de Erosión Fundamental (SEF) encajada en ella, así como la diferencia de altura con la superficie de colmatación correlativa de la SEF (en primer término, bloque superior). **(b)** Estereograma (proyección equiareal, hemisferio inferior) de las orientaciones locales de la superficie de falla y de las estrías de fricción en la zona de falla de la Sierra de El Pobo. **(c)** Corte geológico general del *semigraben* en la terminación meridional de la zona de falla de la Sierra de El Pobo (ver situación en Fig. 4.1); la reconstrucción en profundidad de la zona oriental de la cuenca está basada en la información proveniente de sondeos realizados en la localidad de Escorihuela por la Confederación Hidrográfica del Júcar (informe inédito, 1998) y facilitada por el Gabinete Geológico de la Diputación de Teruel.

pero ninguna de ellas muestra gran desarrollo longitudinal (Figs. 4.1 y 4.3e,f). En cambio, se reconoce una alternancia de segmentos de falla de orientaciones NNW-SSE dispuestos *en échelon* que alternan con otros próximos a NNE-SSW o N-S ligeramente más cortos que los anteriores (Fig. 4.1). Este tipo de borde se podría definir como un borde en zigzag, con fallas de buzamientos bastante elevados, tanto al E como al W, en el que los planos rara vez superan 1 km de longitud. El plano principal debe de quedar en profundidad como una gran falla ciega, probablemente una estructura heredada de etapas anteriores, que se manifiesta en superficie por un conjunto de *splay faults* propagadas a partir de ella.

Las fallas normales medidas presentan buzamientos de 72 a 88°W y desplazamientos de varias decenas de metros que ponen en contacto mecánico las rocas mesozoicas del bloque inferior con los depósitos ruscinienses y villafranquienses del bloque superior (Fig. 4.3b,d). Las evidencias cinemáticas son muy escasas, y las pocas estrías reconocidas muestran cabeceos en torno a 75°S con movimientos claramente normales (Fig. 4.3d). Este dominio también se caracteriza por la elevada presencia de fallas normales antitéticas que solo se han reconocido afectando a los depósitos pliocenos, con buzamientos de 70 a 78°E, altos cabeceos (Fig. 4.3a,c,d) y desplazamientos no superiores a una decena de metros. Su posición y tamaño sugieren que estas fallas antitéticas acomodan la extensión longitudinal en las charnelas de los pliegues superficiales de tipo *rollover* asociados con las fallas sintéticas principales.

La estructura general del bloque hundido en esta zona se complica, debido al encajonamiento que sufre la fosa entre el margen oriental y la falla antitética de Orrios que la individualiza de los paleorreliques jurásicos de Santa Ana situados al oeste (Fig. 4.3e,f). En esta zona, la estructura responde a grandes rasgos a la de un *graben* asimétrico, estando limitado en sus dos márgenes por estructuras tectónicas aunque de mayor entidad las del margen oriental. Los materiales mesozoicos infrayacentes dibujan un anticlinal muy laxo bajo los paleorreliques de Santa Ana, que da paso a un suave sinclinal al este bajo los depósitos neógenos (Fig. 4.3e,f).

De sur a norte, la estructura superficial de los materiales neógenos cambia desde un sinclinal laxo al sur (Fig. 4.3f), pasando por un sinclinal asimétrico en el centro (Fig. 4.3e) y un monoclinal al norte, en la zona de los Alcamines. En superficie, especialmente en el margen oriental, esta estructura queda camuflada debido al gran número de fallas, geometrías en *rollover*, discordancias progresivas y pliegues de arrastre que se desarrollan en los materiales más superficiales (ver capítulo 6). Al sur y al norte, el flanco occidental del sinforme registra una inclinación suave de 1 a 5° hacia el este (Fig. 4.3e,f), aunque localmente se ve incrementada (hasta 33°E) en las inmediaciones del borde activo por las estructuras en *rollover* ya comentadas. Teniendo en cuenta los elevados buzamientos de los monoclinales de *rollover*, las fallas que controlan su formación deben de tener niveles de despegue más superficiales que las grandes fallas que delimitan los dominios de la cuenca, enraizando probablemente en el Keuper o en los propios materiales neógenos. El flanco oriental presenta una inclinación media próxima a los 7°W, con cambios de buzamientos locales que llegan a alcanzar unos 20°W, si bien la deformación suele atenuarse hacia la parte superior del relleno. Este buzamiento hacia la cuenca se relaciona con la existencia de monoclinales de adaptación fallados y pliegues de arrastre.

La falla de Los Alcamines, de orientación N-S (Fig. 4.4a), supone la última estructura reseñable de este margen de la fosa en la zona septentrional. Su superficie muestra una doble estriación, con cabeceos bajos (~30°S) y movimiento sinistral-inverso en la parte más baja del plano aflorante y con componente normal casi pura en la parte superior (Fig. 4.10b). En su tramo central, el bloque hundido presenta una estructura de monoclinal de adaptación con un buzamiento hacia el oeste. Este buzamiento alcanza valores máximos (32°W) en las proximidades del plano de falla (Fig. 4.10c) y se va atenuando al

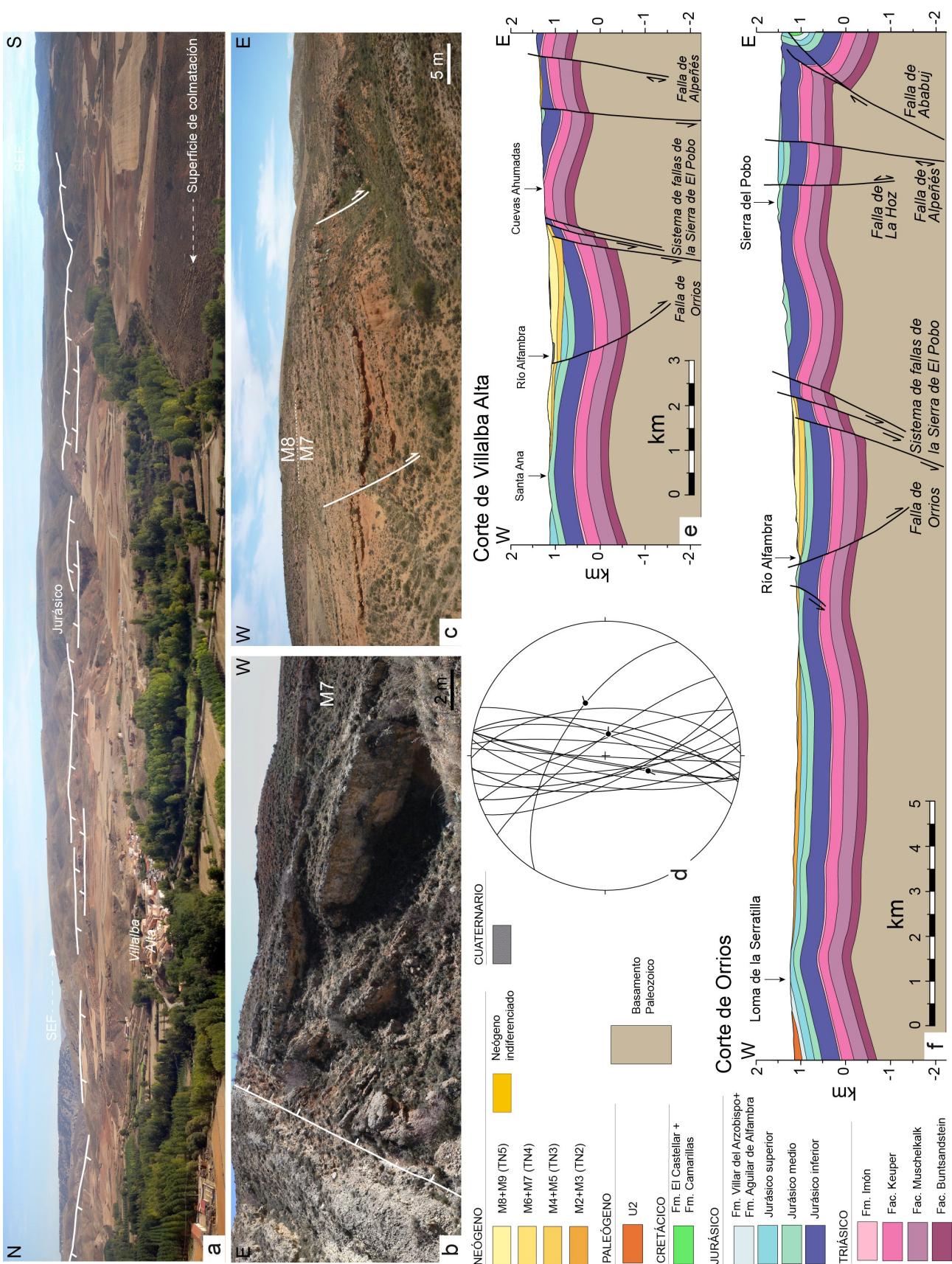


Fig. 4.3. Estructura de la cuenca de Teruel en el sector de Orrios-Los Alcamines. **(a)** Vista de la zona de falla de la Sierra de El Pobo entre Orrios y Los Alcamines; nótese cómo hacia el norte la SEF pierde cota y disminuye su salto respecto a la superficie de colmatación. **(b)** Detalle del extremo sur de la falla de Valdeagua, donde se aprecia el contacto mecánico y la relación angular entre distintos tramos del relleno neógeno. **(c)** Fallas antitéticas afectando a los materiales neógenos en las proximidades de las Cuevas Ahumadas. **(d)** Estereograma de las orientaciones locales entre Orrios y Villalba Alta de los planos de falla y de las estrías de fricción. **(e)** Corte geológico en la zona de Villalba Alta (ver situación en Fig. 4.1.); la reconstrucción en profundidad de la zona occidental del relleno neógeno está basada en la información proveniente de sondeos realizados en la localidad de Perales de Alfambra por el Gabinete Geológico de la D.P.T. (informes inéditos, 1993 y 2004). **(f)** Corte geológico del *semigraben* a la altura de Orrios (ver en Fig. 4.1).

alejarnos, aunque la presencia de numerosas fallas paralelas al accidente principal hace que localmente también puedan verse otros bloques basculados.

Dominio central: Zonas de falla de Tortajada, Cabigordo y Peralejos

Distintos planos de falla expuestos en el borde oriental de cuenca a la altura de Peralejos se habían considerado clásicamente como parte de la estructura de la Falla de El Pobo (Moissenet, 1983), y la Falla de Tortajada como una gran falla normal que se extendía desde Cuevas Labradas hasta la Rambla de Río Seco, al sur (Godoy *et al.*, 1983b). El segmento de Peralejos se localiza inmediatamente al noreste de la Falla de Tortajada y mantiene la misma directriz estructural NNE-SSW, frente a la dirección N-S de la Falla de El Pobo. La Falla de Tortajada está formada en realidad por dos segmentos principales de orientación NNE-SSW que se relevan inmediatamente al norte de la Laguna de Tortajada (Fig. 4.1). Entre el segmento más septentrional y la Falla de Peralejos existe un área sin estructuras reseñables que podría corresponder a un nuevo relevo entre estas fallas (Fig. 4.1). Añadido a lo anterior, en el margen de cuenca se reconoce otra estructura norteada (zona de falla de Cabigordo).

Sector de Tortajada-Cabigordo

La Falla de Tortajada conforma un límite neto de orientación NNE-SSW entre el Neógeno de la cuenca y el Mesozoico de la Sierra Gorda, que se extiende a lo largo de 11,6 km desde el Barranco del Salobral (este de Teruel) hasta el paralelo de Cuevas Labradas (Fig. 4.1). Su expresión en el paisaje es un resalte neto que individualiza los materiales mesozoicos de los neógenos. Se caracteriza por ser en su mayor parte un contacto de tipo mecánico entre materiales neógenos y mesozoicos (Fig. 4.5a,b), aunque formado por dos segmentos separados por una zona de relevo diestro en la cual el relleno neógeno se dispone discordante sobre unidades triásicas dibujando una clara geometría en *onlap* (Fig. 4.5c,d).

En el extremo sur, los afloramientos donde se puede observar el plano de falla son muy escasos, mostrándose únicamente de forma clara en la zona del Cerro de los Aldabades y al norte de la Laguna de

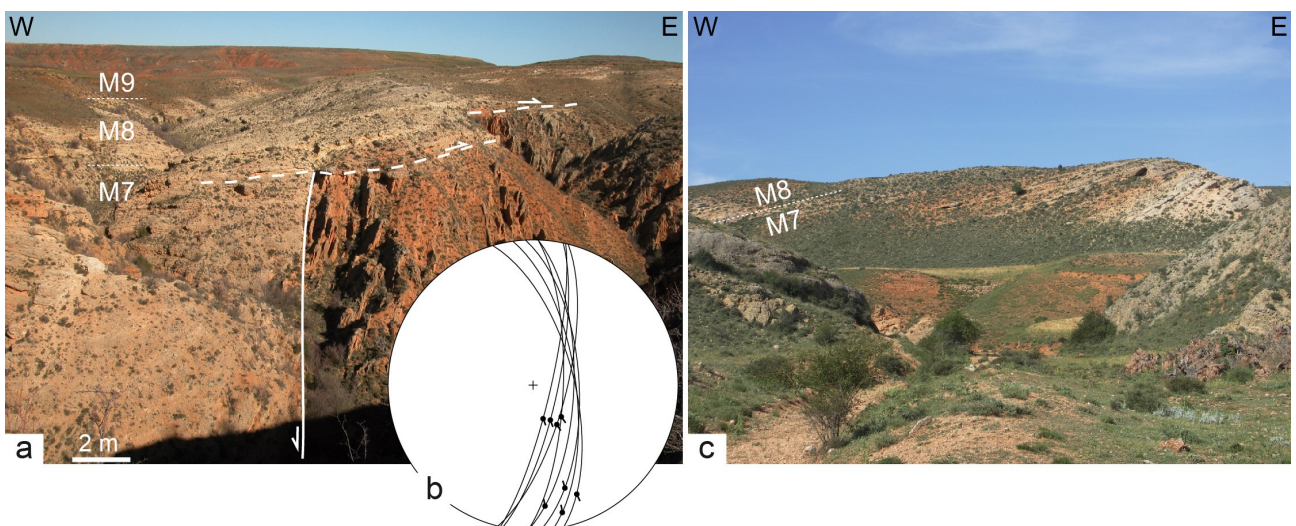


Fig. 4.4. Estructura de la cuenca de Teruel en el extremo septentrional de Los Alcamines. **(a)** Vista de la falla de Los Alcamines, que pone en contacto materiales neógenos subhorizontales del bloque superior con otros más antiguos e inclinados del bloque inferior; nótese cómo la parte superior de la serie (aproximadamente equivalente a la SEF) fosiliza el plano de falla. **(b)** Estereograma (proyección equiareal, hemisferio inferior) de las orientaciones locales de la superficie de falla y de las estrías de fricción; nótese el doble movimiento que éstas registran: sinistral-inverso (registrado en la parte inferior de la falla) y normal (en la parte superior). **(c)** Vista del monoclinado de adaptación de la Falla de Los Alcamines de los conglomerados neógenos en el entorno de Los Alcamines-Los Chorrillos.

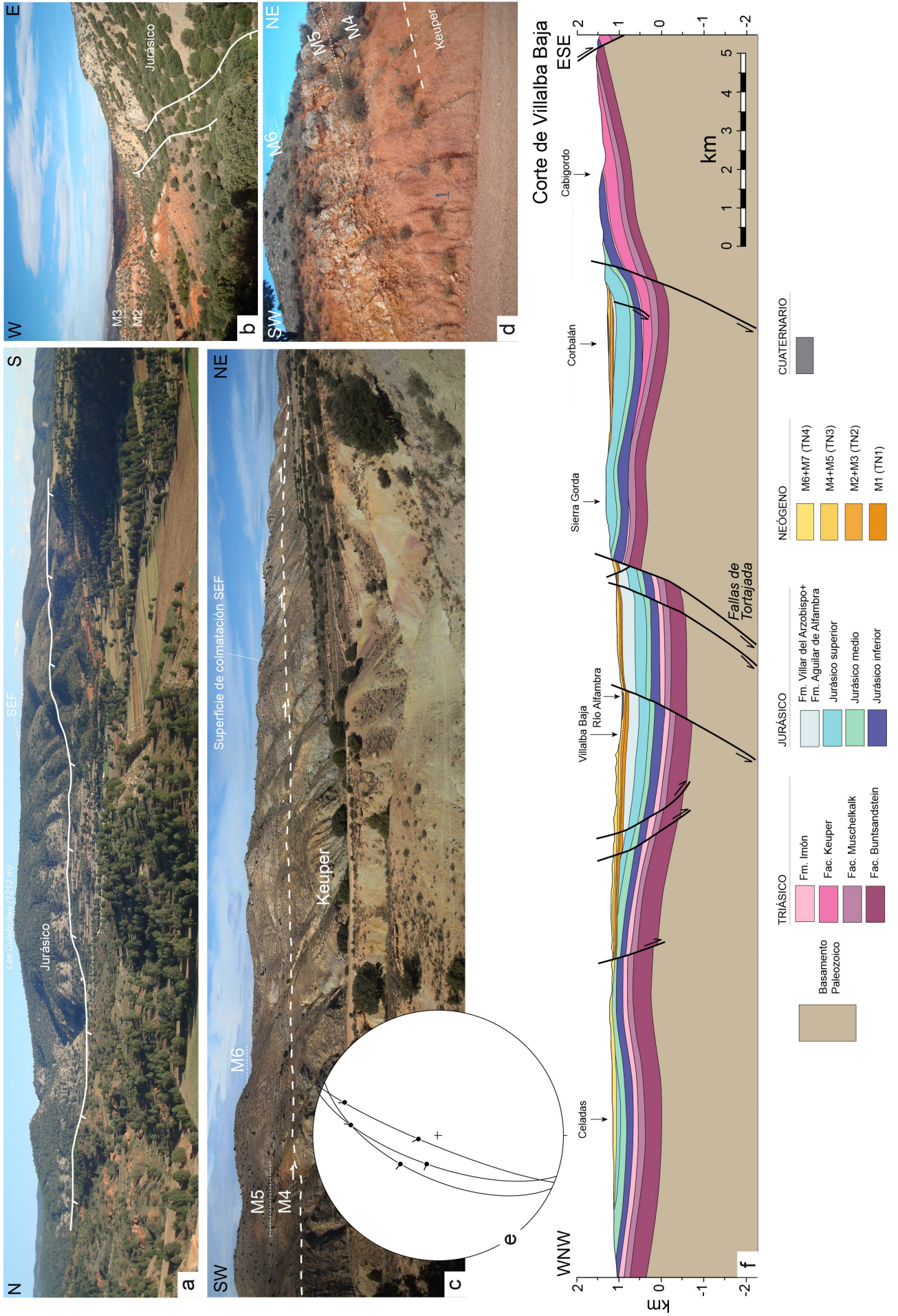
Tortajada, donde aparece en relación con sendas discordancias progresivas (ver Figs. 4.19 y 4.20). A través de la superficie de falla se pone en contacto prácticamente toda la serie neógena del bloque hundido con las unidades triásicas del bloque levantado. También se reconocen bloques pinzados en el plano de falla, en contacto mecánico con el Neógeno del bloque superior y con el Triásico del bloque inferior, que involucran fragmentos de la discordancia de materiales neógenos sobre triásicos. El plano presenta una orientación $015, 72^{\circ}W$, con dos familias de estrías muy marcadas con cabeceos próximos a 30° y 80° N, respectivamente (Fig. 4.5e). La familia de bajo ángulo representa un movimiento de desgarre dextral-normal, y en todas las relaciones de superposición observadas es anterior a la familia de alto cabeceo que representa un movimiento normal casi puro. Los materiales triásicos en el bloque inferior de la falla presentan una disposición ligeramente basculada ($15^{\circ}E$) en el extremo sur, mientras que hacia el norte aparecen muy verticalizados ($80^{\circ}W$), que es la misma disposición que presentan las capas en el bloque superior. Las calizas turolenses dibujan una discordancia progresiva: las capas inferiores muestran buzamientos muy similares a los de las capas mesozoicas, que se atenúan rápidamente tanto en la vertical como hacia el oeste hasta reducirse a $10^{\circ}W$ en la parte superior (ver Figs. 4.19 y 4.20).

En la zona de relevo central la falla se interrumpe y se observa un contacto discordante con dispositivo en *onlap* de materiales neógenos sobre unidades triásicas, coincidiendo con un ligero cambio de orientación hacia NE (Figs. 4.1 y 4.5c). Este contacto se caracteriza por presentar una fuerte discordancia angular en el extremo SW que se atenúa hacia el NE y da paso a una paraconformidad en el paralelo de Tortajada (Fig. 4.5d). A medida que la relación angular se atenúa, también lo hace el buzamiento de las capas triásicas, que pasan de $> 60^{\circ}W$ en la parte meridional a $17^{\circ}W$ en la zona de paraconformidad al norte. Las capas neógenas sobre la discordancia mantienen un buzamiento medio de $15^{\circ}W$, reconociéndose materiales progresivamente más modernos sobre la discordancia, con edad Turoliense al sur y Rusciniense al norte.

En el segmento norte, hasta la zona de Montalvos, el contacto entre los materiales neógenos y las unidades jurásicas vuelve a ser mecánico y de dirección NNE-SSW (Fig. 4.5b). En un afloramiento al oeste del paraje de El Misionero se reconoce un llamativo espejo de falla que muestra igualmente dos familias de estrías muy marcadas, una con componente de desgarre dextral-normal y otra posterior con componente normal.

El bloque levantado de la falla de Tortajada está compuesto por materiales triásicos y jurásicos que forman una suave estructura sinclinal, en cuyo núcleo se alojan los depósitos neógenos de la zona de Corbalán (Fig. 4.5f). Aunque, como se ha comentado anteriormente, en el límite oriental este bloque no presenta un contacto tectónico claro, se pueden reconocer de forma aislada numerosas fallas de dirección N-S y buzamientos al W (Fig. 4.1). Los datos estructurales sugieren que este límite se corresponde con un monoclinial de adaptación, muy marcado en los materiales mesozoicos, que podría ser la expresión superficial de una falla infrayacente pero, sobre todo, es consecuencia del movimiento de una falla en Mesozoico situada inmediatamente al este. Toda esta estructura es la que hemos denominado zona de

Fig. 4.5. Estructura de la cuenca de Teruel en el sector de Fallas de Tortajada. **(a)** Vista del escarpe del sector septentrional de la falla de Tortajada en las inmediaciones de Cuevas Labradas. **(b)** Detalle del extremo norte de la falla de Tortajada, poniendo en contacto los depósitos neógenos más antiguos del bloque superior con el Jurásico del bloque inferior. **(c)** Zona de relevo entre los segmentos sur y norte de la falla en las inmediaciones de la Laguna de Tortajada, donde se aprecia el *onlap* de los materiales neógenos sobre la Facies Keuper. **(d)** Detalle de dicho contacto al este de la localidad de Villalba Baja, donde la relación angular entre las capas neógenas y las triásicas es mínima. **(e)** Estereograma (proyección equiareal, hemisferio inferior) de las orientaciones locales de las superficies de falla en la zona del Cerro de los Aldabades y Barranco de Tortajada y de las estrías de fricción; nótese el doble movimiento registrado, sinistral-normal y normal casi puro. **(f)** Corte geológico del *semigraben* a la altura de Villalba Baja (ver situación en Fig. 4.1); la reconstrucción del relleno y de la falla de Tortajada en la parte central de la cuenca está asimismo basada en la información proveniente de un estudio electromagnético y sondeos realizados en las inmediaciones de Villalba Baja por el Ministerio de Medio Ambiente (informe inédito, 1998), facilitada por el Gabinete Geológico de la D.P.T.



falla de Cabigordo. La flexión relacionada con la charnela del monoclinial representaría el límite de la cuenca durante una etapa anterior, individualizando los relieves mesozoicos de Cabigordo (área de captación) de la depresión formada en este bloque intermedio (área de depósito) (Fig. 4.5f). En el área subsidente se generaría un espacio de acomodación suficiente que permitiría la acumulación de depósitos neógenos al pie de los relieves mesozoicos. En el entorno de la laguna de Tortajada, distintos retazos de materiales neógenos (Vallesiense-Turolense) han quedado pinzados entre planos de falla menores de orientación NNE-SSW (ver Fig. 4.20), muy paralelos al plano principal de la Falla de Tortajada, lo que apuntaría a una formación tardía de la misma como falla intracuenal. La evolución de esta estructura acabó dando lugar a un nuevo margen de cuenca más al oeste y más interno, quedando abortado el límite anterior.

La geometría del bloque hundido de la Falla de Tortajada presenta, como en la Falla de El Pobo, un basculamiento generalizado del relleno neógeno hacia el este, que refleja igualmente la combinación de un pliegue de tipo *rollover* con un pliegue de arrastre en las inmediaciones del plano. En este caso las unidades mesozoicas forman un suave anticlinal-sinclinal, estando nuevamente la charnela del anticlinal cepillada por una superficie relativamente plana (Superficie de Erosión Intramiocena, Fig. 4.5f). La presencia de varias fallas intracuenales, tanto sintéticas como antitéticas con respecto a la falla de Tortajada, modifican la estructura en *semigraben* de la cuenca asimilándola a la de un *graben* asimétrico, al menos en las partes centrales y más deprimidas de la fosa (Fig. 4.5f). Las fallas normales antitéticas desarrolladas al oeste de Villalba Baja podrían responder a la acomodación de la estructura en *rollover* del bloque levantado, constituyendo un flanco escalonado. A partir de los resultados de una prospección electromagnética y de una serie de sondeos realizados en las inmediaciones de Villalba Baja (informe inédito del Ministerio de Medio Ambiente, 1998), así como de la existencia de basculamientos locales de la serie interpretados como ganchos de arrastre de falla, se puede establecer la posición de una importante falla sintética intracuenal de dirección aproximada NNE-SSW en las inmediaciones del río Alfambra (Fig. 4.5f). Esta se continuaría hacia el norte, en el sector de Peralejos, formando parte de lo que hemos denominado zona de falla de Cuevas Labradas. Teniendo en cuenta el espesor de la serie, la cota de los niveles empleados como marcadores y el mayor buzamiento de las unidades en esta zona, se puede interpretar que esta estructura presentó actividad en una etapa temprana. La subsecuente expansión sobre este plano de falla de los depósitos más modernos hasta la falla de Tortajada vuelve a indicar una evolución de las estructuras en secuencia de bloque inferior (al menos en superficie), si bien es cierto que la falla ciega (Falla de Cabigordo) que limita el bloque intermedio de Corbalán estuvo ya activa en etapas anteriores.

El hecho de que la deformación asociada a la falla de Tortajada involucre materiales del Triásico hizo que se atribuyese originalmente a fenómenos de diapirismo tardíos (Godoy *et al.*, 1983b; Moissenet, 1983). Sin embargo, no se han encontrado evidencias claras para sustentar esta hipótesis, como serían fallas inversas o pliegues de flujo coherentes con una cinemática diapírica. Por el contrario, las discordancias progresivas, estrías de fricción y desplazamientos observados nos indican claramente que la estructura es una falla. Por su parte, Cortés (1999) caracteriza el contacto esencialmente como una discordancia, a la que añade una superficie mecánica de desgarre sólo en el Jurásico al este de Villalba Baja. Esas apreciaciones coinciden con algunos de los rasgos parciales de la estructura que acabamos de describir, pero nuestra caracterización global de la misma es la de una estructura extensional que muestra el relevo diestro de varias fallas normales de orientación NNE-SSW.

Sector de Peralejos

El borde oriental de cuenca a la altura de Peralejos presenta un segmento de aproximadamente 8,5 km de longitud que mantiene la misma directriz estructural NNE-SSW que la Falla de Tortajada, hasta el dominio de la Falla de El Pobo, donde se produce un cambio de dirección a N-S (Fig. 4.1). En realidad se trata de un segmento en relevo diestro respecto a los anteriores, compuesto por varios planos de falla que a su vez se relevan a lo largo del mismo. De manera general, estas fallas ponen en contacto el relleno neógeno con los materiales paleógenos y mesozoicos del bloque levantado (Fig. 4.6a). Los depósitos neógenos no se encuentran limitados siempre por estas fallas, llegando en algún caso a disponerse en *onlap* sobre los materiales del bloque levantado localizados al este. En el bloque levantado, la estructuración se corresponde con una serie de fallas escalonadas hasta el Alto de Castelfrío, con orientación dominante NNE-SSW y buzamiento al oeste, cuyas trazas en algunos casos continúan por el interior del bloque hundido, bien como fallas netas o como lineamientos (Fig. 4.1).

La mejor representación de este conjunto de fallas aparece en el Barranco del Peral, donde se expone un plano muy neto de mayor entidad que el resto, el cual pone en contacto los materiales



Fig. 4.6. Estructura de la cuenca de Teruel en el sector Fallas de Peralejos. **(a)** Vista de la falla del Barranco del Peral, que pone en contacto los materiales neógenos más modernos del bloque superior con depósitos paleógenos y neógenos antiguos del bloque inferior; nótese cómo los materiales neógenos en el bloque inferior se disponen discordantes sobre los materiales paleógenos. **(b)** Afloramiento del plano de falla que separa lutitas y conglomerados paleógenos en el bloque inferior de los conglomerados neógenos del bloque superior. **(c)** Detalle del plano de falla. **(d)** Detalle de la superficie de falla con estrías y con cantos de tamaño decimétrico formando colas, todas ellas indicando un movimiento normal casi puro. **(e)** Estereograma (proyección equiareal, hemisferio inferior) de la orientación local del plano de falla y de las estrías de fricción.

terrágenos groseros del Turolense y Rusciniense con depósitos paleógenos (Fig. 4.6a,b). La dirección media de la falla es próxima a 050 (la misma que muestra este segmento en su conjunto) y su buzamiento está comprendido habitualmente entre 65 y 80°W, mostrando estrías y cantos con colas (Fig. 4.6c,d) que indican una componente normal casi pura (85°S) (Fig. 4.6e). La continuación hacia el noreste de la traza de esta falla acaba relevándose con otra estructura de dirección N 064° E que aflora cerca de la cabecera del Barranco Hondo. El contacto entre los materiales jurásicos del bloque inferior y los neógenos del bloque superior se encuentra ampliamente brechificado y mecanizado sin que se reconozca un plano neto. Sin embargo, el relleno neógeno forma una discordancia progresiva que se abre hacia el centro de la cuenca a partir de este contacto (ver Fig. 4.19).

La estructura de la cuenca en sus partes central y occidental se parece mucho a la descrita para el sector sur de la Falla de El Pobo. De este modo, los depósitos neógenos muestran una cierta disposición en *onlap* hacia el margen occidental pasivo de la cuenca y los depósitos están basculados hacia el margen oriental activo. En este caso, las capas en las unidades neógenas muestran una dirección NNE-SSW y un suave buzamiento hacia el ESE, claramente observable en los paquetes de calizas turolenses y ruscinienses en las proximidades del río Alfambra junto a Peralejos. Esta disposición de las unidades neógenas está fuertemente condicionada por la orientación NNE-SSW de las Fallas de Peralejos del margen activo, hacia las cuales se basculan formando un anticlinal de *rollover* (Fig. 4.1). La estructura se completa, inmediatamente al este del río Alfambra, con una zona de falla intracuencal de dirección NNE-SSW reconocible por rupturas con desplazamiento métrico a decamétrico en las calizas y yesos del Turolense-Rusciniense (zona de falla de Cuevas Labradas).

Dominio meridional: Falla de la Hita y fallas intracuencales de Teruel

El dominio meridional comprende el entorno de la localidad de Teruel y, como ya hemos indicado, muestra una estructura mucho más compleja que los dominios central y septentrional. Esta mayor complejidad estructural es debida principalmente a la existencia, además de una estructura en el margen (Fallas de la Hita), de fallas intracuencales con directrices claramente diferentes. Entre éstas destacamos las fallas de Concud y Teruel (integrantes, en realidad, del sistema de fracturación de la Cuenca del Jiloca) y la zona de falla de Valdecebro (Fig. 4.1). Dichas estructuras compartimentan internamente la cuenca y determinan algunas características particulares en su estructura general.

Fallas de La Hita

La Fallas de la Hita, con una orientación media N-S, limitan por el este los depósitos neógenos; representan las estructuras del margen activo en el dominio meridional del sector estudiado de la Cuenca de Teruel y continúan hacia el sur fuera del mismo (Fig. 4.1). La estructura de este sector de la cuenca es poco conocida debido probablemente a que se trata de un margen difuso formado por muchas fallas menores y de distintas direcciones, al recubrimiento de dicho margen por glaciares villafranquienses, y también por la existencia de una desarrollada cobertura vegetal que dificulta grandemente la observación de la estructura. Al igual que ocurría en el resto de estructuras del margen de cuenca, tiene en su bloque inferior materiales jurásicos que muestran superficies erosivas bien desarrolladas así como una densa red de fracturas de menor escala.

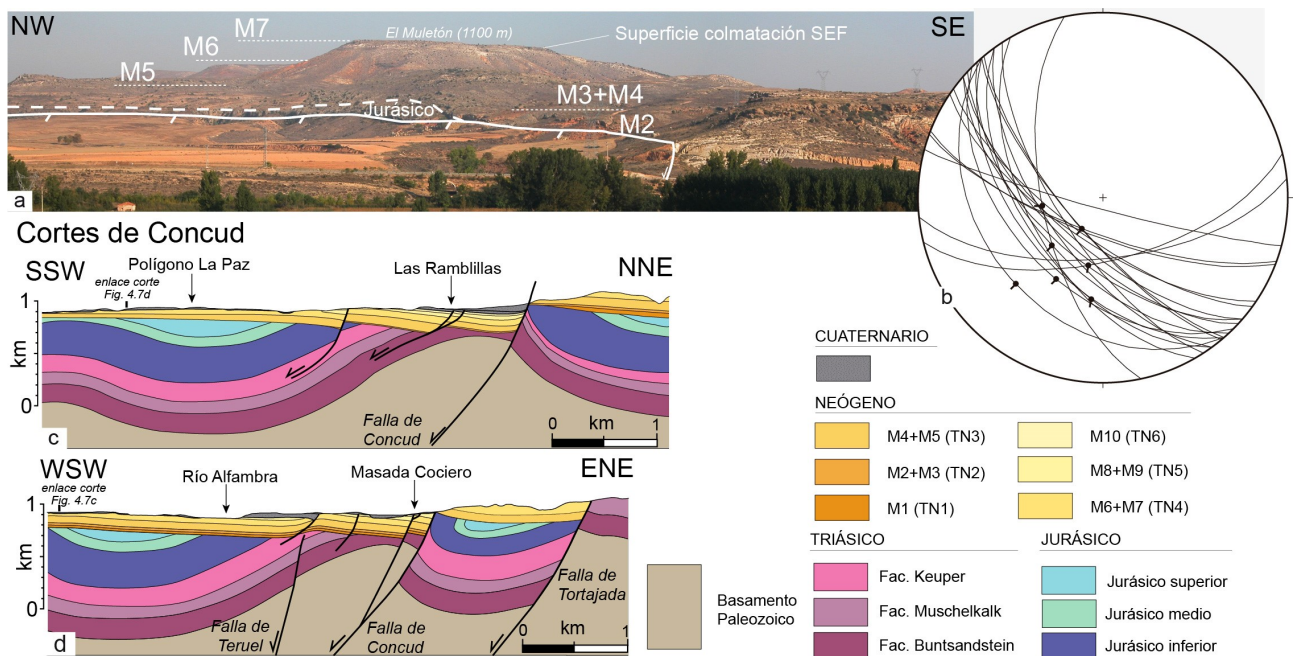


Fig. 4.7. Estructura de la cuenca de Teruel en el entorno de la Falla de Concud. **(a)** Vista del escarpe de la Falla de Concud en el área de Los Baños (norte de Teruel), desplazando la serie neógena del sector norte de la Fosa de Teruel que conforma el bloque inferior y culmina con la superficie de colmatación correlativa de la SEF; en el bloque superior se pueden observar los sistemas aluviales cuaternarios que parten desde el escarpe de falla. **(b)** Estereograma (proyección equiareal, hemisferio inferior) de las orientaciones locales de la superficie de falla y sus estrías de fricción (tomado de Lafuente, 2011). **(c)** Corte geológico de la Falla de Concud en su zona central; la reconstrucción de la estructura en profundidad se ha realizado a partir de la información proveniente de sondeos de investigación hidrogeológica cedidos por el Gabinete Geológico de la D.P.T. (informe inédito, 1991). **(d)** Corte geológico de la Falla de Concud en su sector suroriental; la reconstrucción de la estructura en profundidad se ha realizado a partir de la información proveniente de sondeos realizados por el Ministerio de Fomento y cedidos por el Gabinete Geológico de la D.P.T. (informe inédito, 1999). Los cortes han sido modificados de Lafuente (2011). Ver situación de los cortes en Fig. 4.1.

Falla de Concud

La Falla de Concud como tal no se corresponde con una estructura del sector norte de la Fosa de Teruel (Fig. 4.7a), aunque como ya se ha comentado anteriormente juega un papel fundamental en la evolución de la región y por ello se ha considerado en este trabajo. Esta estructura tiene una longitud de 14,2 km y una dirección general NW-SE, aunque se desvía a N-S en su sector más meridional (Fig. 4.1). Cerca de sus extremos se ha reconocido una sola traza de falla, mientras que en el sector central la superficie de falla se duplica quedando un bloque intermedio compuesto por unidades triásicas hacia el norte y neógenas hacia el sur (Lafuente, 2011). Su buzamiento está comprendido habitualmente entre 65 y 70°W, presentando frecuentemente superficies con estrías que muestran cabeceos habituales entre 82°NW y 75°SE (Fig. 4.7b).

En el bloque inferior de la falla encontramos basculados hacia el este los depósitos neógenos del sector norte de la fosa de Teruel (sector fallas de Tortajada), cubriendo en *onlap* las unidades jurásicas y triásicas. En el bloque superior se reconocen los depósitos ruscinienses y villafranquienses fosilizados por amplios glaciares pleistocenos (Fig. 4.7a,c,d). De esta forma, en superficie los mantos aluviales cuaternarios se enfrentan con distintos materiales a través del plano de falla: en el sector noroccidental, con el Triásico y Jurásico del Cerro Gordo, y en el sector suroriental con el Neógeno de la zona del Muletón (Fig. 4.7a). El Neógeno del bloque levantado y del bloque intermedio entre ambas trazas muestra con frecuencia una flexión hacia el oeste que responde a un monoclinial de adaptación.

La geometría general del bloque superior se corresponde con la de un pliegue de *rollover* que se reconoce por un basculamiento generalizado contra el plano de falla del relleno neógeno, que en las inmediaciones de la falla se combina con el monoclinial de acomodación generando una geometría sinforme

(Fig. 4.7c). En este caso, el contacto entre el relleno neógeno y los materiales mesozoicos infrayacentes sí muestra un claro incremento de buzamiento al aproximarse al plano de falla, reflejando una flexión de anticlinal de *rollover* más clara. Esta flexión es indicativa de que la Falla de Concué o fallas sintéticas menores (fallas de Las Ramblillas) presentan un enraizamiento más superficial respecto a las del resto de la cuenca, lo que supone una pérdida de buzamiento más rápida y, por tanto, una geometría lítrica. La presencia de varias fallas intracuencales sintéticas con respecto a la Falla de Concué apenas modifica la estructura del *rollover*, que sí presenta también un leve escalonamiento por las fallas sintéticas de Las Ramblillas.

Falla de Teruel

La Falla de Teruel es una gran falla intracuenal, con una longitud total de unos 9 km y dirección N-S, que se extiende desde el norte de la ciudad de Teruel hasta el sur de Villaspesa, ya fuera de nuestra zona de estudio (Figs. 1.1 y 4.1). La exposición superficial del plano es muy discontinua y suele quedar camuflada entre los materiales lutíticos del Neógeno (Fig. 4.8a). Allí donde se ha observado el plano en superficie, éste presenta un buzamiento medio de 68°W y un movimiento normal puro (Fig. 4.8b,c).

En el bloque inferior de la falla se puede reconocer prácticamente toda la serie neógena estudiada, que aflora de manera bastante continua en el entorno de Los Mansuetos. Este bloque presenta una estructuración muy compleja debido al intenso fallamiento que presenta en sus sectores septentrional y occidental (Fig. 4.1). Al oeste predominan las fallas de orientación N-S, paralelas a la Falla de Teruel, mientras que al norte dominan las fallas E-W, paralelas a la zona de falla de Valdecebro (Figs. 4.1 y 4.8d). En las proximidades de la Falla de Teruel los materiales del bloque superior forman un monoclinal de

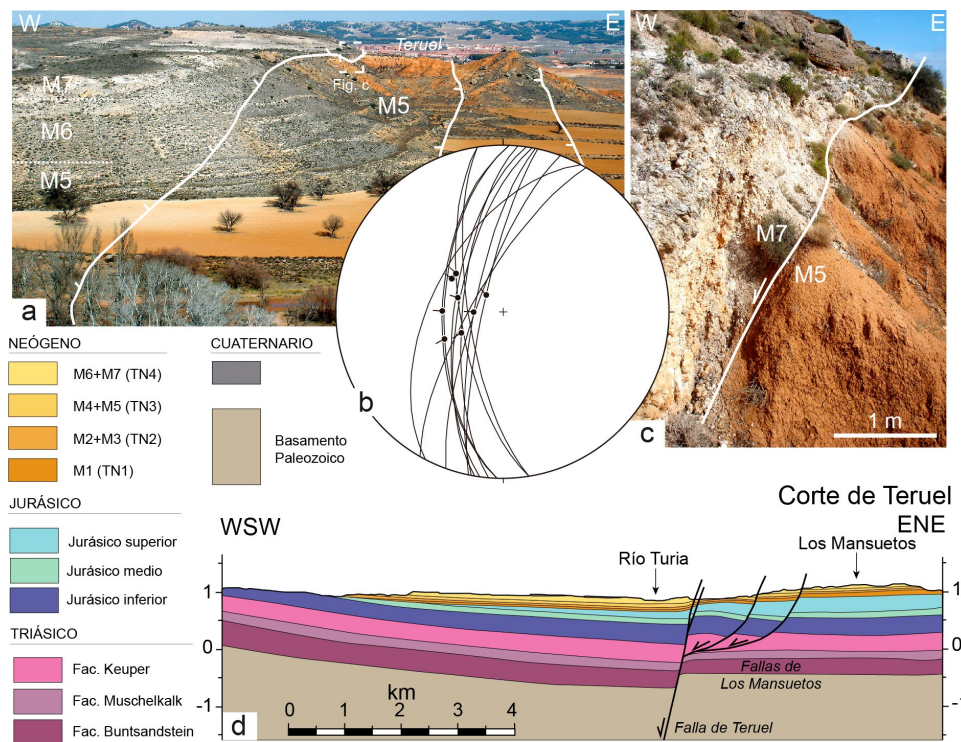


Fig. 4.8. Estructura de la cuenca en el entorno de la Falla de Teruel. (a) Vista de tres de las trazas en que se desdobra la Falla de Teruel en el entorno del cerro Pitraque (sur de Teruel), poniendo en contacto materiales lutíticos turolenses en el bloque inferior (M5) con depósitos rusciense carbonatados en el superior (M6, M7). (b) Estereograma (proyección equiareal, hemisferio inferior) de las orientaciones locales de las superficies de falla y sus estrías de fricción (tomado de Lafuente, 2011). (c) Detalle de uno de los planos de falla. (d) Corte geológico de la Falla de Teruel en su zona septentrional (ver situación en Fig. 4.1); nótese las fallas normales asociadas que escalonan la parte occidental de Los Mansuetos.

adaptación con buzamientos próximos a los 17° , que llegan hasta 30°W en el sector más meridional (Fig. 4.8d).

El bloque hundido presenta un basculamiento contra el plano de falla, reconocible por el buzamiento continuado hacia el este de los materiales neógenos en el paraje de La Muela, presentando un valor medio de unos 2° que se incrementa hasta 10°E en el entorno del río Turia (Fig. 4.8d). Cerca del plano de falla se reconocen buzamientos de hasta 20°W en capas que formarían parte del monoclinial de adaptación desplazado por la falla. Por lo tanto, el desplazamiento asociado a la Falla de Teruel conlleva una importante componente dúctil en forma de *bending*. La combinación del basculamiento del bloque hundido y el monoclinial visible da lugar a una estructura sinforme asimétrica de traza subparalela a la falla (Fig. 4.8d).

En relación con el relevo diestro de esta estructura y la Falla de Conclud se desarrolla una rampa de relevo que acomoda el desplazamiento entre el bloque levantado de una y el hundido de la otra (Lafuente *et al.*, 2011). Al pie de ella se aloja la cubeta residual de Conclud, en la que ya hemos descrito cómo se mantiene la sedimentación lacustre-palustre endorreica hasta entrado el Pleistoceno.

Zona de falla de Valdecebro

Esta estructura está compuesta por una serie de fallas normales, localizadas al norte de la localidad de Valdecebro, que se extienden con dirección WNW-ESE a lo largo de unos 5 km limitando el relleno neógeno de la depresión de Valdecebro al sur respecto al bloque levantado de Corbalán al norte (Figs. 4.1 y 4.9a). En su mayor parte se caracterizan por un contacto mecánico neto entre las calizas jurásicas y los conglomerados del Turolense, aunque hacia el extremo oriental las trazas se localizan exclusivamente desarrolladas en los depósitos neógenos. Éstos se disponen localmente en *onlap* sobre los materiales jurásicos (Fig. 4.9b). Las fallas sintéticas con el borde de cuenca presentan dirección media N 120° E, buzamientos elevados (66 a 83°S) y cabeceos de estrías próximos al movimiento normal puro (85°W) (Fig. 4.9a). Estas fallas se escalonan desde el centro de la depresión, donde afectan a materiales neógenos y jurásicos, hasta el borde, donde desplazan sólo unidades mesozoicas, sin que se pueda establecer una secuencia clara de formación (Fig. 9b,c,d). La superficie de falla más meridional presenta un vistoso espejo de falla intensamente estriado en el contacto con los materiales neógenos (Fig. 4.9d). En las inmediaciones del límite de cuenca existe un conjunto de fallas antitéticas, de traza paralela a las anteriores, de manera que se configura una estructura de tipo *horst* y *graben* a pequeña escala (Fig. 4.9e).

En el bloque superior los materiales neógenos se disponen horizontales o subhorizontales, aumentando su buzamiento hacia el norte al aproximarse a la zona de falla, reflejando la existencia de un suave pliegue de *rollover* fallado (Fig. 4.9e). En la zona más próxima al borde de cuenca los materiales neógenos presentan, sin embargo, buzamientos muy elevados hacia el sur que responden a pliegues de arrastre (Fig. 4.9b,e).

4.1.2. Direcciones de fracturación y lineamientos

Existen algunos trabajos previos que han estudiado la fracturación en el sector norte de la cuenca de Teruel y en su entorno (*e.g.* Simón, 1983, Tena *et al.*, 1998; Cortés, 1999; Liesa, 2000, 2011a). Predomina la presencia de lineamientos con dirección NW-SE al oeste de la misma y estructuras N-S que interfieren con las NW-SE y E-W al este (Cortés, 1999). El análisis detallado de la fracturación y

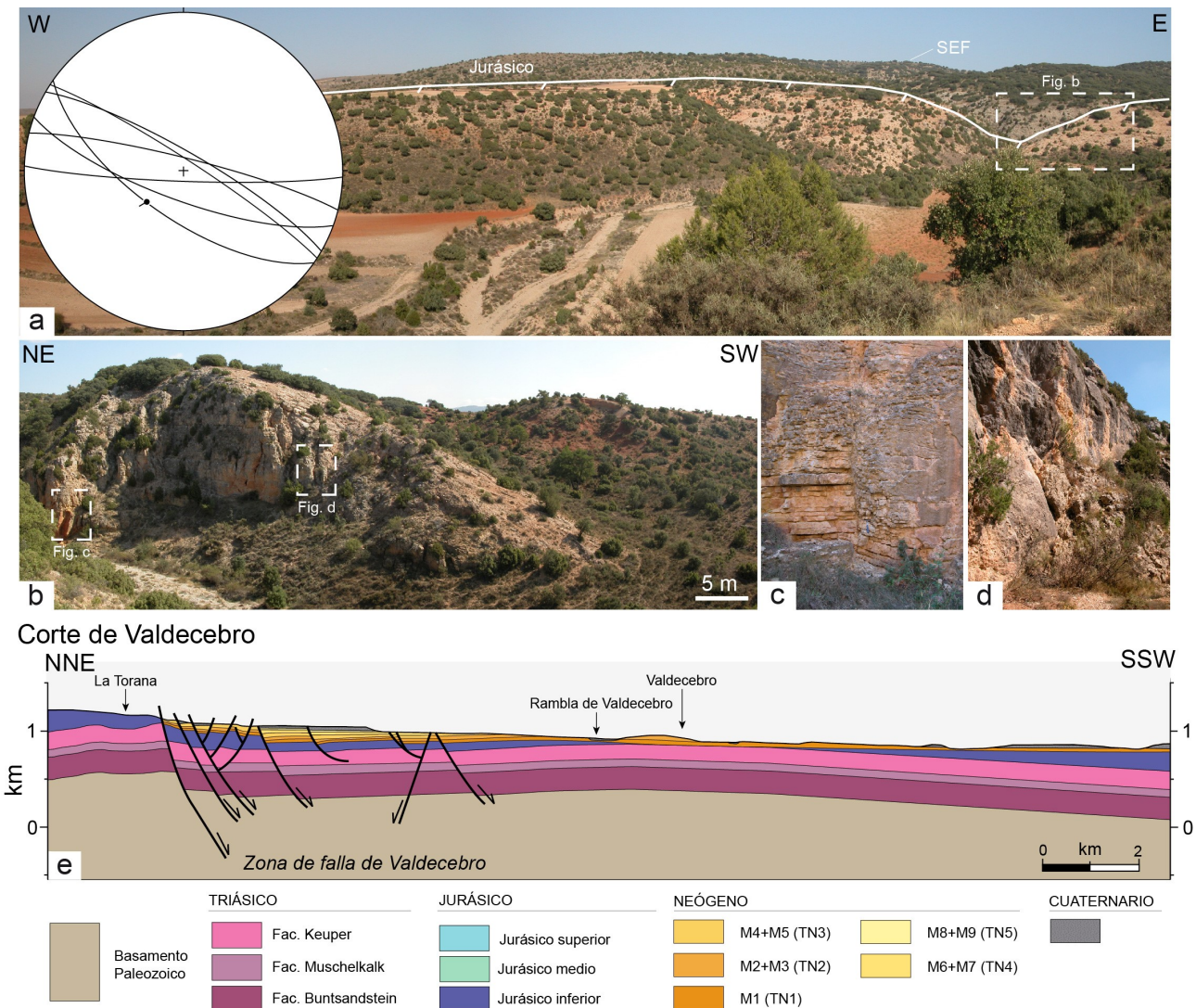


Fig. 4.9. Estructura de la cuenca de Teruel en el entorno de la Zona de falla de Valdecebro. **(a)** Vista del escarpe de la falla de Valdecebro al norte de dicha localidad; a través de la superficie de falla se ponen en contacto materiales jurásicos del bloque levantado con depósitos neógenos y cuaternarios del bloque hundido; el estereograma (proyección equiareal, hemisferio inferior) muestra las orientaciones locales de las superficies de falla y sus estrías de fricción. **(b)** Detalle de la zona central de la falla donde se puede observar el monoclinial de adaptación que afecta al *onlap* de los depósitos neógenos sobre los materiales jurásicos. **(c)** y **(d)** Detalle de planos de falla afectando a materiales jurásicos y el espejo de falla en el contacto con el Neógeno. **(e)** Corte geológico de la zona de falla de Valdecebro (ver situación en Fig. 4.1) (modificado de García-Pérez, 2015).

lineamientos en los materiales mesozoicos de la Sierra de El Pobo fue realizado por Liesa (2000, 2011a,b), quien señala que las fracturas de mayor longitud son las NE-SW y las NNW-SSE, algo menores las de direcciones ENE-WSW y ESE-WNW, y mucho más limitadas las E-W, N-S y NNE-SSW, que generalmente son tardías y quedan confinadas dentro de los bloques delimitados por las anteriores. Añadido a esto, las direcciones de fracturación dominante a escala de afloramiento en la Fosa de Teruel son NW-SE, WNW-ESE y NE-SW, apareciendo una cuarta dirección dominante de orientación N-S ligeramente desviada a NNW-SSE (Simón, 1983).

En este apartado vamos a abordar un análisis comparativo de la fracturación que afecta a los materiales mesozoicos y a los neógenos, con el objetivo de discernir qué orientaciones de fracturas fueron preferentemente reactivadas y cuáles se neoforaron durante el intervalo Mioceno-Plioceno. En el entorno de las fosas de Teruel y de la Sierra de El Pobo ya se habían realizado trabajos de esta índole pero existía una limitación debida a medios técnicos (Tena *et al.*, 1998; Cortés, 1999; Liesa, 2000). En una primera aproximación estos análisis de contaje se realizaban manualmente o de una manera automática con

programas informáticos destinados al reconocimiento de líneas y formas a partir de una cartografía rasterizada. El autor era el que interpretaba las imágenes y la cartografía, con la única limitación de la resolución de las imágenes. El inconveniente de una resolución no excesivamente alta se añadía al inconveniente técnico que presentaba el tamaño y orientación en la que se medían los píxeles (Liesa y Arlegui, 1996). Una segunda aproximación fue el análisis automatizado de imágenes satélite a partir de *software* de exploración de líneas con formato vectorial. Esto suponía una ventaja, pero la interpretación de los patrones de lineación por el propio *software* podía inducir artificios. Como ya se ha comentado en el apartado 1.4, la metodología empleada en nuestro trabajo permite un mejor recuento de estos lineamientos.

Todos los materiales mesozoicos aflorantes tanto en el bloque hundido como en el levantado de la fosa muestran una intensa fracturación, en comparación con los depósitos mio-pliocenos de la cuenca (Fig. 4.10). Esta red de fracturas no se encuentra uniformemente repartida; dentro del Mesozoico, está más marcada en las unidades jurásicas que en las triásicas, mientras que en el Neógeno la fracturación se encuentra concentrada en torno al margen activo. Aun con todo, hay que advertir de que el mapa de fracturación puede presentar un sesgo debido a que existen zonas tapizadas por vegetación, fuertemente acarcavadas, cubiertas por derrubios, con litología no idónea o con estratificación subvertical en las que podrían no haberse reconocido fracturas existentes. No obstante, el mapa muestra numerosos cambios bruscos en la densidad de fracturas que sí son reales, y que reflejan la gran heterogeneidad de la fracturación en la zona de estudio.

Fracturación en materiales mesozoicos

Entre los relieves colindantes y los paleorrelieves mesozoicos del fondo de la fosa se han cartografiado y medido 12666 lineamientos que suponen un total de 4118 km de fracturas (Fig. 4.11a). La fractura de menor dimensión cartografiada y medida tiene 16 m de longitud, mientras que la más larga alcanza 6 km. El desglose de estos datos revela que la mayoría de los lineamientos (10.686) tienen menos de 500 m de longitud, los de longitudes entre 500 y 1000 m son 1563, entre 1000 y 2000 m hay 367 lineamientos, y solo 49 estructuras (0,4% del total) superan los 2 km (Fig. 4.11c).

La red de fracturas de los materiales mesozoicos muestra una distribución de direcciones en la que pueden distinguirse cuatro máximos (Fig. 4.11a,b): uno dominante NE-SW, que abarca un amplio rango de azimuts entre 020 y 070 y que muestra dos máximos relativos en N030°E y N065°E; otro algo menor E-W a ESE-WNW, que también ocupa un rango amplio (090-130) y en el que se pueden distinguir tres máximos relativos orientados N090°E, N105°E y N125°E, y otros dos máximos más concentrados y de menor entidad; uno N-S que ocupa el rango 170 a 010 y con el máximo en N000°E y otro NNW-SSE (140-160) y con el máximo en N150°E.

Los lineamientos NE-SW se encuentran muy homogéneamente repartidos por todo el entorno de la cuenca, quizá con algo más de representación y desarrollo longitudinal entre los paralelos de Teruel y Peralejos (Fig. 4.10). El grupo de orientación N-S presenta mayoritariamente largas trazas muy localizadas al ESE de Corbalán y ENE de Peralejos. Los lineamientos NNW-SSE y E-W a ESE-WNW se caracterizan por trazas de longitud media y aparecen más frecuentemente al norte del paralelo de Alfambra, tanto en el bloque hundido como en el levantado; localmente alcanzan una elevada representación al este de Tortajada y Corbalán.

4. Estructura y mofotectónica

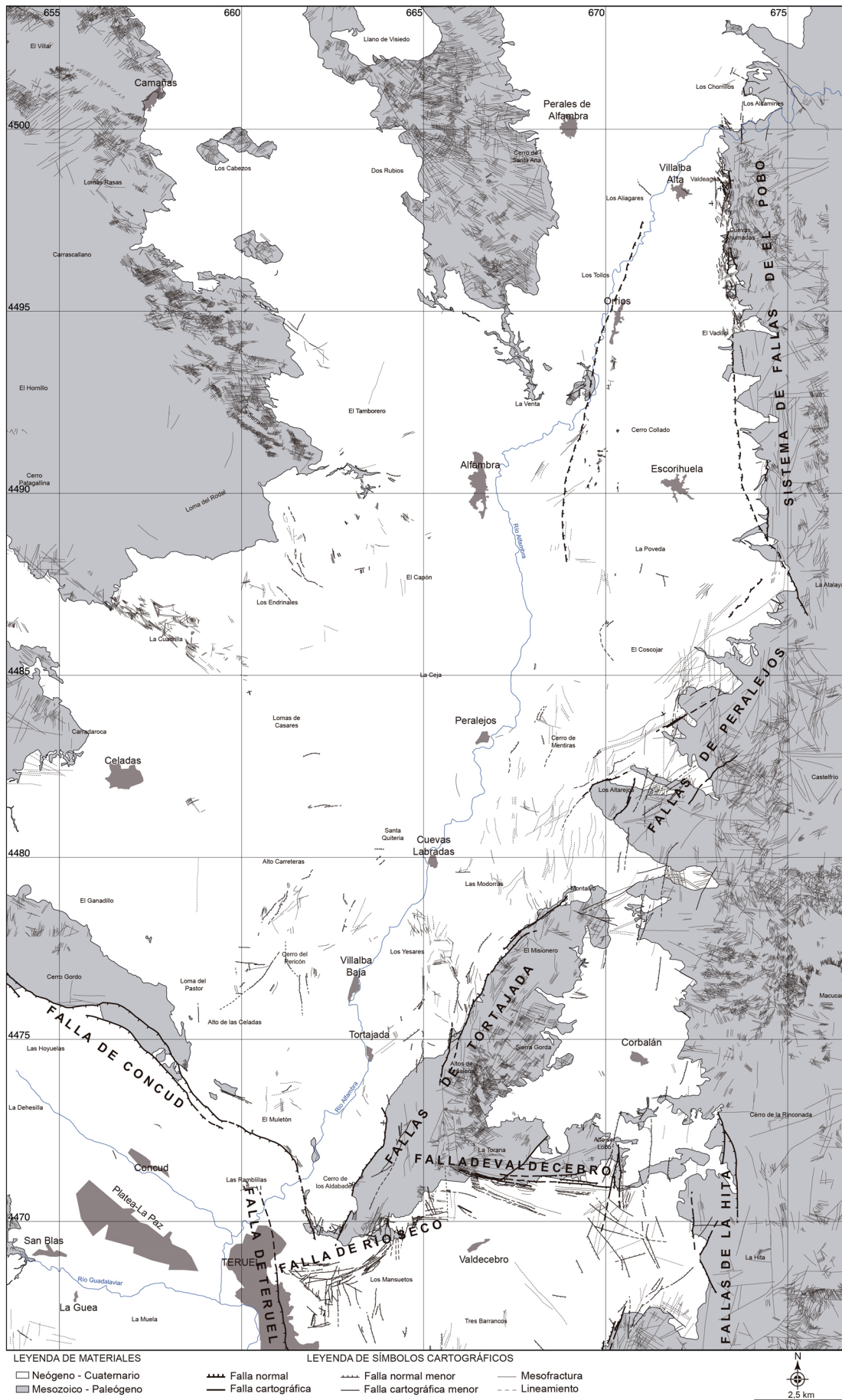


Fig. 4.10. Mapa de fracturación y lineamientos de la Cuenca de Teruel y su entorno. Se ha diferenciado con fondo blanco la fracturación desarrollada sobre los materiales neógeno-cuaternarios que conforman el relleno de la cuenca y en gris sobre otros materiales (especialmente visible sobre los materiales carbonatados jurásicos).

Si se tienen en cuenta las frecuencias ponderadas en función de la longitud de las fracturas, se observa que las direcciones dominantes siguen siendo aproximadamente las mismas, pero su representación varía y, en el caso de la familia NNW-SSE, queda prácticamente oculta (Fig. 4.11a). Por lo que respecta a la distribución de frecuencias según tamaños, la de las fracturas más cortas (<500 m) es muy similar a la total, destacando la orientación NE-SW (Fig. 4.11c); las fracturas con longitudes medias (500-1000 m) muestran un dominio de la orientación E-W a ESE-WNW; los planos de mayor longitud se corresponden con las familias NW-SE (1 a 2 km) y N-S (>2 km).

Fracturación en materiales neógenos

Los lineamientos medidos en los materiales neógenos incluyen las grandes estructuras de borde de cuenca junto con los lineamientos intracuencales, los cuales se localizan de forma dominante en las

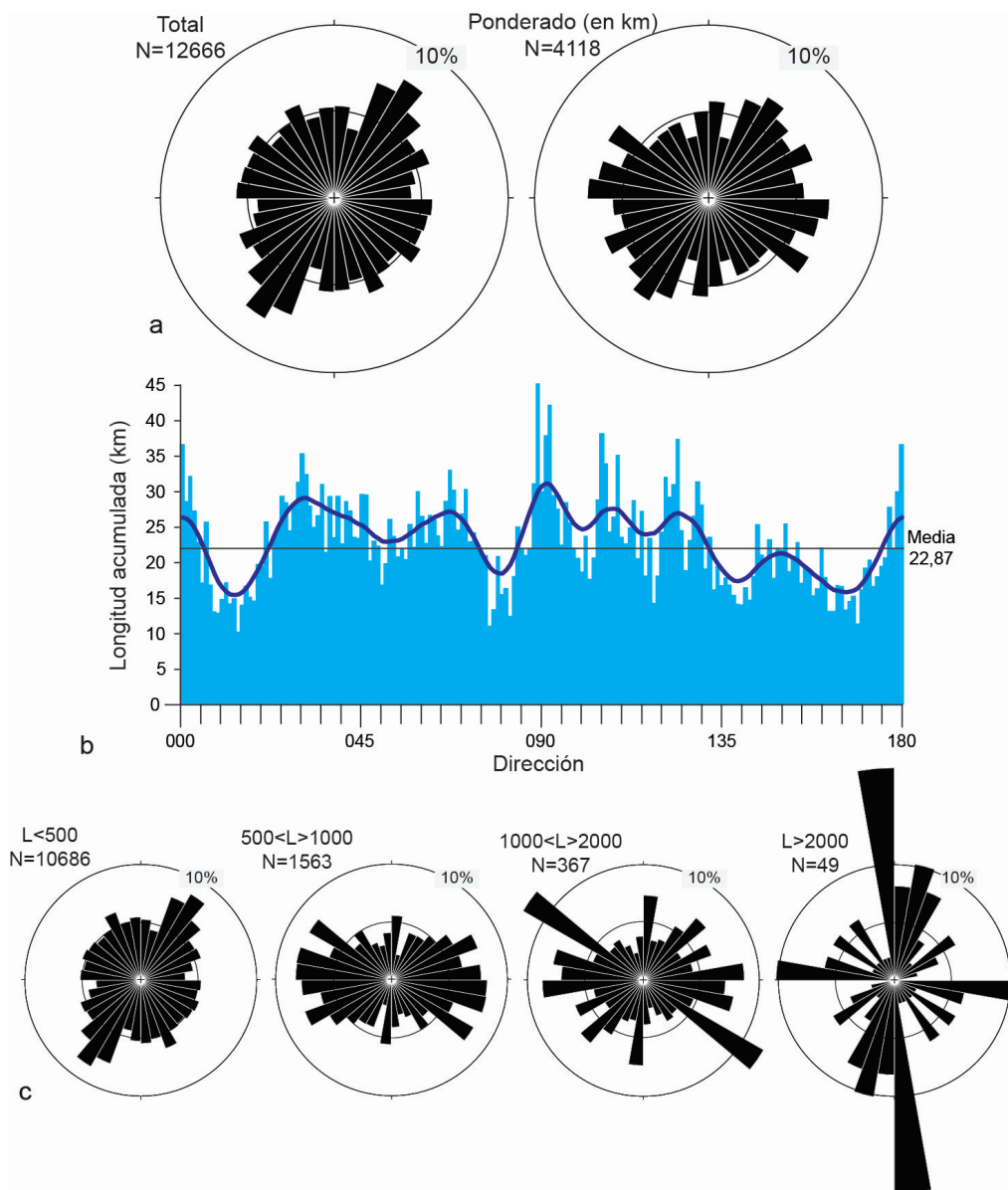


Fig. 4.11. Fracturación en los materiales mesozoicos del entorno de la Cuenca de Teruel. **(a)** Diagramas en rosa de las orientaciones de los lineamientos en relación a su número y a su longitud acumulada (en km). **(b)** Histograma de frecuencias direcciones de lineamientos en función de la longitud acumulada (clases de 1°) y curva de frecuencia suavizada calculada con la media rodante y una ventana de 10°. Se indica asimismo la longitud acumulada media. **(c)** Diagramas en rosa que muestran la distribución de las orientaciones de fracturas según grupos de longitud (L en metros).

proximidades del margen activo. Se han medido un total de 2571 lineamientos que suponen 1274 km, con fracturas cartografiadas desde 7 m hasta 9550 m de longitud; esta última se corresponde con el tramo de la Falla de Concu cartografiado en este trabajo (Fig. 4.12). Al igual que para los materiales mesozoicos, la mayoría de los lineamientos (1782) tienen menos de 500 m de longitud, los de longitud media (500-1000 m) son 494, los comprendidos entre 1000 y 2000 m suponen 219, y los de más de 2 km, 76 (3% del total, claramente mayor que en el Mesozoico).

Si atendemos a su número, los lineamientos muestran, en este caso, un máximo claro de dirección N-S, distribuido en un rango de azimuts entre 150 y 030 (Fig. 4.12a), y también un mínimo muy marcado en ENE-WSW a E-W. El resto de fracturas se reparten en todas las direcciones, especialmente en torno a NE-SW y entre E-W y NW-SE, aunque siempre con un peso relativo mucho menor que el máximo principal N-S. El diagrama en rosa (Fig. 4.12a) y el histograma con la frecuencia ponderada según la longitud de los lineamientos (Fig. 4.12b) siguen mostrando la dominancia de las orientaciones norteadas, permitiendo diferenciar dos máximos relativos, uno principal de dirección N000°E y otro más minoritario en N020°E. Asimismo, ganan peso relativo algunas direcciones, de modo que se pueden diferenciar otros máximos secundarios con direcciones NE-SW (N055°E), E-W (N095°E) y NW-SE (N125°E).

Las direcciones del grupo principal N-S a NNE-SSW se encuentran muy bien representadas en el margen activo, mientras que las estructuras intracuencas suelen ser más próximas a una dirección NE (Fig. 4.10). Las trazas superficiales de las estructuras no muestran un gran desarrollo longitudinal, a excepción de las que forman parte de las grandes zonas de falla de la Sierra de El Pobo, Sierra Gorda-Peralejos, Valdecebro y Concu.

El predominio de los lineamientos N-S es casi independiente del tamaño de las estructuras (Fig. 4.12c), aunque para las de longitud mayor de 1 km se va incrementando su dispersión y el peso de la familia NE-SW. Esta última llega a ser la dominante para los lineamientos de mayores dimensiones (> 2 km), en los que la distribución de máximos representa exactamente las orientaciones de los bordes de cuenca en los dominios que pueden reconocerse en la cartografía (Fig. 4.1): fallas de El Pobo y Teruel (N-S), Tortajada-Peralejos (NNE-SSW a NE-SW), Valdecebro-Los Mansuetos (E-W) y Concu (NW-SE).

4.1.3. Reactivación frente a neoformación de estructuras

El estudio de la fracturación desarrollada en los materiales neógenos que rellenan la cuenca resulta de especial interés porque nos permite valorar el proceso de deformación durante la extensión neógeno-cuaternaria. Esta fracturación estará controlada, por un lado, por el campo de esfuerzos regional en cada momento y, por otro, por la fracturación heredada de etapas anteriores (deformación varisca, etapas extensionales mesozoicas y deformaciones compresivas alpinas). En el área de estudio se manifiesta la gran impronta de la etapa de *rifting* jurásico superior-cretácico inferior que dio lugar, especialmente en las calizas jurásicas, a un patrón complejo de fracturación definido a distintas escalas por cuatro familias de fallas y diaclasas (Liesa, 2000, 2011a,b; Capote *et al.*, 2002; Antolín-Tomás *et al.*, 2007). En este sentido, la comparación de la fracturación desarrollada en los materiales neógenos con la existente en los materiales circundantes mesozoicos permite analizar el papel que ha tenido la reactivación de estructuras previas frente a la neoformación de fracturas durante la extensión neógena.

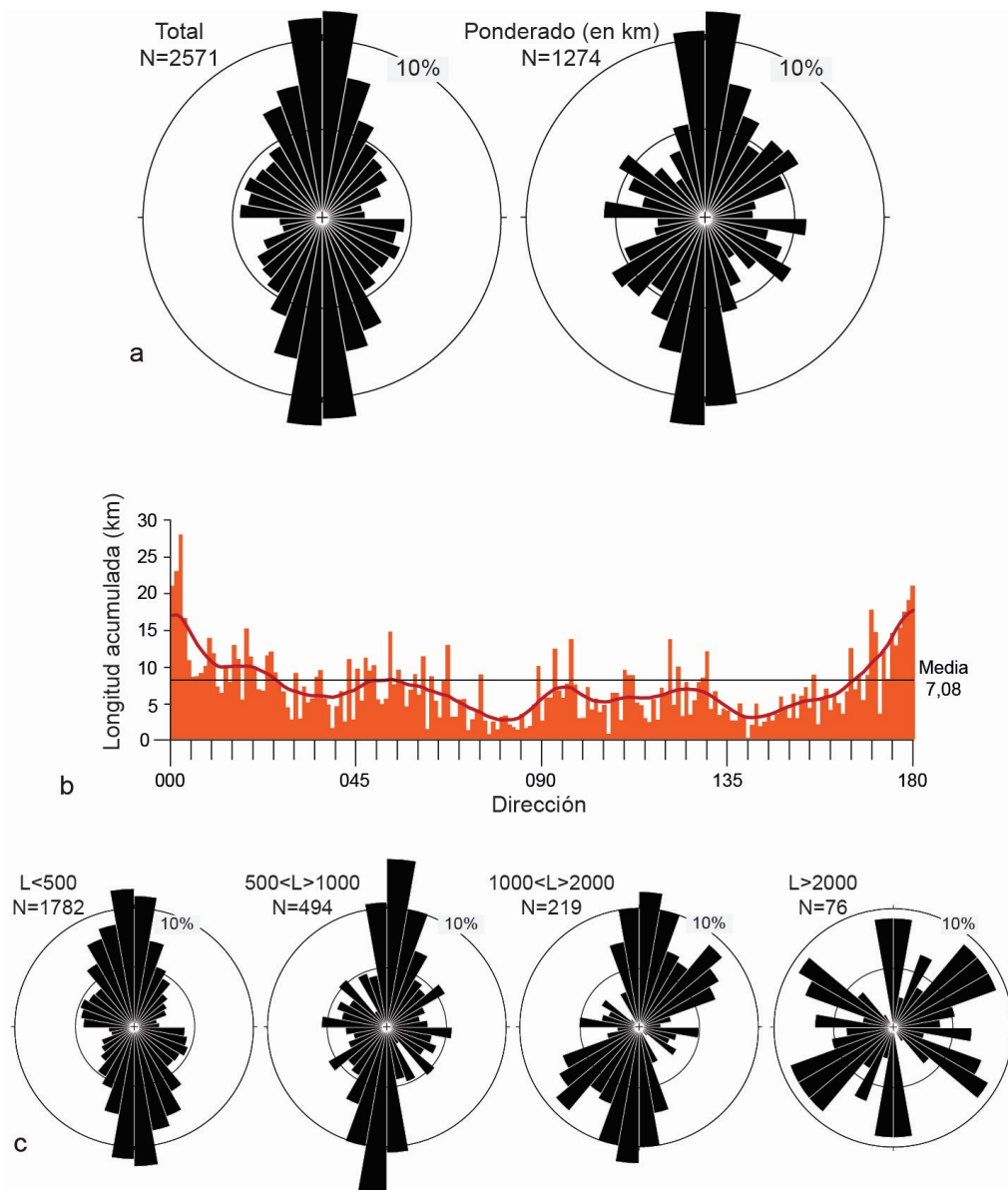


Fig. 4.12. Fracturación en los materiales neógenos de la Cuenca de Teruel. **(a)** Diagramas en rosa de las orientaciones de los lineamientos en relación a su número y a su longitud acumulada (en km). **(b)** Histograma de frecuencias que muestra la distribución de las direcciones de los lineamientos en función de la longitud acumulada (clases de 1°) y curva de frecuencia suavizada calculada con la media rodante y una ventana de 10° . Se indica asimismo la longitud acumulada media. **(c)** Diagramas en rosa que muestran la distribución de las orientaciones de fracturas según grupos de longitud (L en metros).

En el Neógeno, como hemos visto, destaca el gran desarrollo de las fracturas con orientación en torno a N-S, que representa la familia mayoritaria y que supone casi la mitad de las fracturas existentes (Fig. 4.12 y Tabla 4.1). Esta familia es, además, la principal en todos los tamaños de fracturas considerados, a excepción de aquéllas de mayor escala donde las familias NE-SW y NW-SE adquieren un peso relativo similar o incluso mayor (Fig. 4.12c). La gran importancia y desarrollo de la familia N-S indica que dicha familia representa la fracturación principal desarrollada durante el proceso de extensión que dio lugar a la cuenca de Teruel. Esta familia también está presente en el Mesozoico, pero con un peso relativo menor (Fig. 4.11). Debemos tener en cuenta, asimismo, que muchas de las fracturas N-S observadas en el Mesozoico pudieron también haberse formado durante la extensión neógena, que obviamente también afectó a los materiales de esa edad.

Durante la extensión neógena también se activaron fracturas con otras orientaciones (máximos 020, 055, 095 y 125; Tabla 4.1 y Fig. 4.12), pero con un peso relativo mucho menor. El hecho de que la orientación de estos máximos sea similar a algunas de las familias de fracturas principales reconocidas en

los materiales mesozoicos (Tabla 4.1) sugiere que su propagación en los materiales neógenos puede haber sido inducida por la reactivación de fracturas en las rocas mesozoicas. Recordemos que el espesor de la serie neógena no es muy potente (<150 m en muchos casos), y que la fracturación neógena está más desarrollada en el margen occidental, donde el espesor del relleno también es menor, por lo que las fracturas existentes en el sustrato mesozoico pudieron propagarse con más facilidad a través del relleno neógeno. El mayor peso relativo en el Neógeno del máximo 020 puede ser debido a la mayor compatibilidad cinemática de esta familia de fracturas (de dirección más parecida a la familia N-S) con el campo de esfuerzos extensional principal neógeno.

Los máximos de fracturas 055, 095 y 125 muestran, por otro lado, un mayor peso relativo en la rosa ponderada con la longitud de las fracturas que en la rosa sin ponderar (Fig. 4.12a). Esta diferencia indica que las fracturas con estas orientaciones concretas tienen una longitud mayor que las fracturas con

<i>Familias de fracturas cartográficas (este trabajo)</i>		<i>Jurásico de la Sierra de El Pobo (Liesa, 2000, 2011b; Antolín et al., 2007)</i>	
<i>Mesozoico</i>	<i>Neógeno</i>	<i>Fracturas cartográficas</i>	<i>Fracturas en afloramiento</i>
N000°E	N000°E		175
N030°E	N020°E	015	
N065°E	N055°E	050	050
N090°E	N095°E	090	085
N105°E			110
N125°E	N125°E		
N150°E		160	155

Tabla 4.1. Orientaciones preferentes de la fracturación en el Neógeno de la Cuenca de Teruel y en el Mesozoico de su entorno. En negrita se destacan las familias que tienen una frecuencia (en la media rodante) superior a la media y con fondo gris la familia con mayor frecuencia (ver Figs. 4.11b y 4.12b).

orientaciones próximas (por ejemplo, N105°E), lo que queda reflejado en la rosa de fracturas de > 2 km (Fig. 4.12c). Estos máximos se corresponden con las orientaciones de las fallas principales que delimitan o compartimentan internamente la cuenca (e.g. fallas de Concud, Teruel, Valdecebro, Tortajada, Peralejos), por lo que estas fracturas mayores están determinando la orientación de dichos máximos relativos. Recordemos que muchas de estas fallas suponen el contacto de la serie neógena *sinrift* con la serie mesozoica *prerift* (Fig. 4.1). Este hecho permite considerar que dichas direcciones de fracturación principales estén especialmente controladas por fracturas en los materiales mesozoicos heredadas de anteriores etapas de deformación.

Un claro ejemplo del control que ejerce la herencia estructural en la orientación de las estructuras extensionales neógenas es el segmento NW-SE de la Falla de Concud. No hay duda de que esta falla normal es una reactivación de una falla inversa previa. Las observaciones en las que se apoya esta actividad compresiva como cabalgamiento de Concud son las zonas de cizalla inversa y la *klippe* de materiales triásicos descritos en la proximidad de la carretera de Celadas por Lafuente (2011) y Lafuente *et al.* (2011a,b). La propia estructura de la serie mesozoica en las proximidades de la falla, que define un gran anticlinal vergente al norte y con su flanco frontal invertido, también parece estar relacionado con la estructuración compresiva previa y con el citado cabalgamiento (ver Fig. 4.7d). La actual falla normal de Concud representa, por tanto, la inversión negativa durante el Plioceno de una estructura compresiva y produce, además de la rotura de la estructura de plegamiento, el desplazamiento de toda la serie miopliocena y la articulación entre las fosas de Teruel y Jiloca.

El resto de fallas principales que controlan los distintos dominios estructurales descritos en el sector norte de la cuenca de Teruel también representan probablemente la reactivación de estructuras o fracturas previas. Aunque no tenemos evidencias concretas que nos permitan sustentarlo, sí podemos mostrar algunas observaciones que lo sugieren. La mayoría de estas estructuras principales están definidas no por una única falla sino por un conjunto de fallas paralelas o subparalelas que muestran, muchas veces, un cierto escalonamiento o relevo. Como ejemplo podemos mencionar la zona de falla de Tortajada, en la que varias fallas NNE-SSW con relevo diestro acaban por definir un margen de la cuenca de directriz NE-SW. Otro ejemplo ocurre en la zona de Orrios-Los Alcamines, donde el margen oriental activo es más difuso y de orientación media N-S. En este caso, el margen se caracteriza por varios segmentos en relevo definidos por fallas de longitudes medias y dirección NNE-SSW, unos, y NNW-SSE, otros (ver Fig. 4.1). La directriz general N-S de esta zona de falla sigue la dirección del borde del sector norte de la fosa de Teruel y de la fracturación principal neógena, y las fallas NNE-SSW y NNW-SSE tienen la orientación de dos de las familias de fracturas definidas a escala cartográfica en el Jurásico de la Sierra de El Pobo (Liesa, 2000, 2011b). Estos rasgos sugieren que las fallas que delimitan este borde pueden representar la reactivación de estructuras previas existentes en el sustrato jurásico, y que el conjunto de la estructura pueda representar la propagación superficial (estilo de *splay faults*) de un accidente de mayores dimensiones localizado en profundidad. Este hecho es muy común en tanto que es más fácil la reactivación de fracturas previas favorablemente orientadas que la propia formación de nuevas fracturas con direcciones controladas directamente por el campo de esfuerzos.

Si extendemos esta interpretación, las fallas con distinta orientación que configuran la mayor parte del borde oriental de la fosa, y también aquellas que se formaron en zonas intracuencales, probablemente representan la reactivación y propagación, con componente normal, de fallas preexistentes. De hecho, la estructura compresiva alpina que muestra el Mesozoico al este del margen de la cuenca y la que muestra en el fondo de la cuenca y en su margen occidental es bastante distinta. Mientras que al este, por ejemplo en la Sierra de El Pobo, la directriz de plegamiento principal es NNW-SSE a N-S (e.g. Liesa *et al.*, 2004; Liesa, 2011b), en el basamento de la cuenca y en su margen pasivo la directriz de plegamiento principal y los cabalgamientos (como el de Conclud) tienen una orientación NW-SE (Fig. 4.1). Esta diferente estructuración a un lado y otro del margen activo de la Cuenca de Teruel sugiere que durante la etapa compresiva existió una gran estructura o accidente de orientación NNE-SSW, quizás heredada de la etapa extensional mesozoica o de la deformación varisca o tardivarisca, que controló dicho cambio estructural y marcó la distinción de estos dos grandes dominios de deformación. La existencia de esta estructura ya fue puesta en evidencia (Accidente de la Fosa de Teruel, AFT) a partir de las desviaciones de esfuerzos que producía en varios de los campos de esfuerzos compresivos que tuvieron lugar en la evolución alpina de la Cordillera Ibérica (Liesa, 2000; Capote *et al.*, 2002; Liesa y Simón, 2009). Recordemos que al este de la fosa de Teruel se han descrito grandes fallas de dirección NNW-SSE y elevado buzamiento, heredadas probablemente de la fracturación tardihercínica, que controlaron la sedimentación en las cuencas cretácicas durante la etapa de *rifting* del Jurásico Superior-Cretácico Inferior y, posteriormente, el desarrollo de pliegues y cabalgamientos durante la compresión alpina (e.g. Soria, 1997; Simón *et al.*, 1998; Liesa *et al.*, 2004, 2006).

4.2. ESTUDIO MORFOTECTÓNICO

Para poder caracterizar y cuantificar las deformaciones más recientes y de gran escala de la Fosa de Teruel, se ha recurrido a las superficies de erosión como únicos marcadores reconocibles en las áreas elevadas colindantes a la depresión. Como se ha comentado en el apartado 1.3, existe una cierta controversia en la interpretación de las superficies de erosión de esta región entre diferentes autores que las han estudiado (Gutiérrez y Peña, 1976; Simón, 1983, 1984; Peña *et al.*, 1984; Pailhé, 1984; Sánchez Fabre, 1989; Gutiérrez y Gracia, 1997; Casas y Cortés, 2002). Las divergencias entre ellos se refieren al número de las mismas, su distribución de cotas y su edad.

Para afrontar esta problemática, en el presente trabajo se ha optado por revisar y cartografiar nuevamente estos aplanamientos y construir un modelo propio (Fig. 4.13). Analizando en detalle los aplanamientos identificados en los márgenes de la fosa en algunos trabajos clásicos (Gutiérrez y Peña, 1976; Simón, 1983, 1984; Peña *et al.*, 1984) y sus asignaciones de cotas topográficas, se encontraron algunas contradicciones en lo que respecta a las dos grandes superficies: la *Superficie de Erosión Intramiocena* (SEI) y la *Superficie de Erosión Fundamental* (SEF). Hay que tener en cuenta que, frente a aproximaciones anteriores, partimos con una cierta ventaja adquirida a lo largo de este trabajo, que reside en el reconocimiento de los límites del relleno neógeno y sus posiciones en cada punto del sector estudiado. Esto ha permitido correlacionar físicamente los aplanamientos erosivos y sus respectivas superficies de colmatación en el interior de la fosa, cuestión que no se había resuelto de forma sistemática hasta la fecha.

El objetivo de esta nueva cartografía es triple: i) aportar luz al modelo regional de evolución del relieve, ii) establecer los desniveles estructurales ligados a las zonas de mayor subsidencia para caracterizar los depocentros (ver apartado 5.1.2), y iii) evaluar los desplazamientos verticales de las fallas.

4.2.1. El mapa de superficies de erosión y edad de los aplanamientos

La nueva cartografía de superficies de erosión (Fig. 4.13) se ha basado principalmente en el reconocimiento de los dos grandes aplanamientos, la Superficie de Erosión Intramiocena (SEI) y la Superficie de Erosión Fundamental (SEF), comunes a todos los modelos anteriores, y de sus superficies sedimentarias correlativas en el relleno neógeno.

La Superficie de Erosión Intramiocena (SEI)

La Superficie de Erosión Intramiocena (SEI) se ha reconocido como un aplanamiento culminante en los relieves residuales del bloque levantado del margen oriental (Fig. 4.3), generalmente en materiales jurásicos y cretácicos de las crestas de estructuras anticlinales, mientras que no aparece sobre el núcleo de ninguna estructura sinclinal. Este aplanamiento varía de cota a lo largo del extenso relieve N-S que flanquea la cuenca por el este: entre 1550 y 1650 en el Jurásico del Cerro Cruz del Rayo (extremo septentrional de la Sierra de El Pobo), 1760 m en el Jurásico de Hoyalta y en el Buntsandstein del alto de Castelfrío, y descendiendo de nuevo a 1600-1640 m en el Buntsandstein de Cabigordo y el Jurásico del Cabezo Alto. En el margen occidental de la semifosa no se reconocen retazos de la SEI en la zona de la Sierra Palomera, aunque sí algunos relieves residuales menos vigorosos y extensos que los de la Sierra de El Pobo.

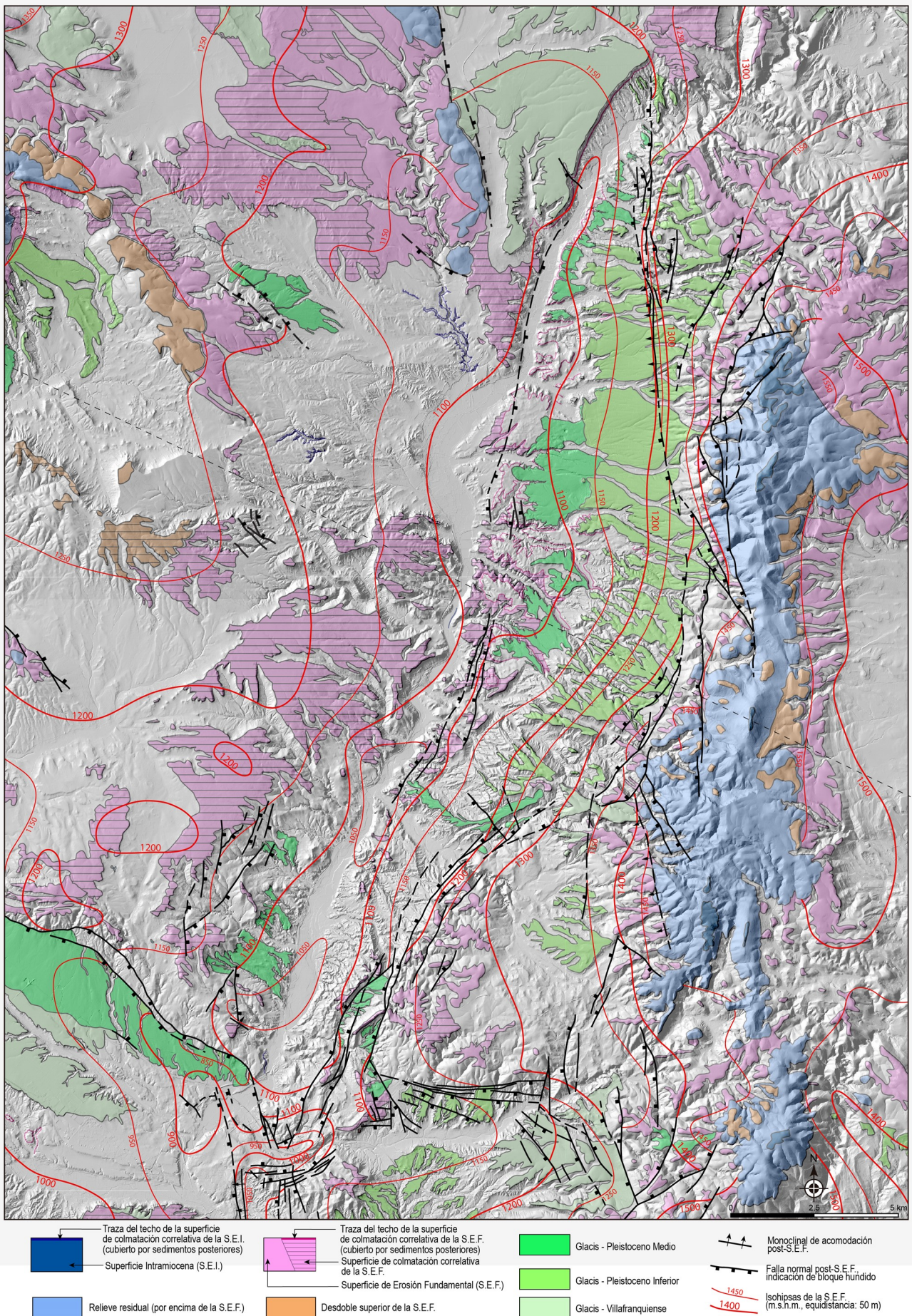


Fig. 4.13. Mapa de superficies de erosión y sus correlativas superficies de colmatación en el entorno del sector norte de la Fosa de Teruel. Las isohipsas de la Superficie de Erosión Fundamental (SEF) definen un mapa de contornos

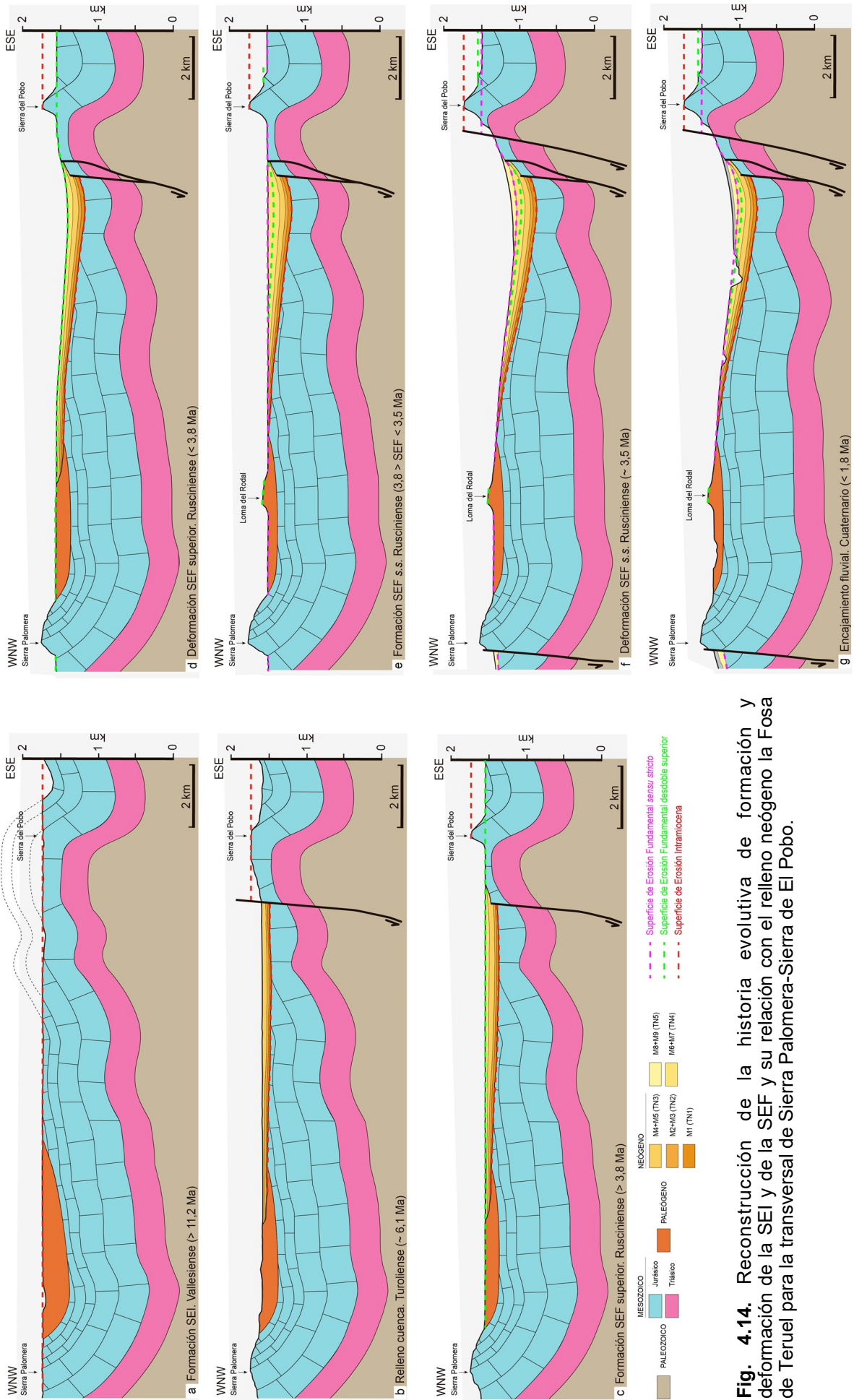


Fig. 4.14. Reconstrucción de la historia evolutiva de formación y deformación de la SEI y de la SEF y su relación con el relleno neógeno la Fosa de Teruel para la transversal de Sierra Palomera-Sierra de El Pobo.

La edad atribuida tradicionalmente a la SEI se sitúa aproximadamente en el inicio del Mioceno Superior, correspondiendo al estadio evolutivo previo al inicio de la etapa extensional que genera la propia Fosa de Teruel (e.g. Moissenet, 1983). De este modo, se interpreta que esa misma superficie de erosión se expresa dentro de la cuenca sedimentaria como la discordancia basal del Mioceno superior (Fig. 4.14a,b). Esta superficie solo aflora en tres zonas, situadas dos de ellas en sectores centrales de la cuenca, como el Tamborero y el Puente de la Venta, localizados al oeste y norte de Alfambra, respectivamente, y en el bloque inferior de la Falla de Concud, al norte de Teruel (Fig. 4.1).

Al oeste de Alfambra, a lo largo del barranco de Valhondo en la zona del Tamborero, se puede reconocer un gran aplanamiento, con 2 a 4° de inclinación hacia el este, que bisela los materiales jurásicos (Fig. 4.15). Sobre él se disponen los depósitos terrígenos groseros de la base de la megasecuencia 1 (Vallesiense, MN9) en *onlap* progresivo hacia el margen occidental. Aunque físicamente desconectada (por escasos 400 m), esta superficie enlaza hacia el oeste con los relieves jurásicos de La Serratilla que pertenecen al anticlinorio de Sierra Palomera. En las zonas topográficamente más deprimidas de este paleorrelieve, aquellas que formaban parte de los sinclinales y quedaron por debajo del nivel erosivo, existen depósitos aluviales más antiguos que los que fosilizan de manera generalizada la SEI. Al norte de Alfambra, en los paleorrelieves del Puente de la Venta, la situación es muy similar a la anterior, reconociéndose una gran superficie que cepilla las capas jurásicas a lo largo de la Rambla de la Hoz y que presenta un buzamiento de aproximadamente 6° hacia el SSE. La correlación establecida indica que los materiales que se disponen en *onlap* sobre dicha superficie en su extremo meridional tienen una edad Vallesiense, quizá ligeramente más moderna (MN10) que la señalada para la zona del Tamborero.

El tercer punto donde se observa la SEI es en el escarpe de la Falla de Concud, donde a lo largo de su labio levantado se observa un contacto bastante plano entre el Neógeno y el Jurásico infrayacente (Fig. 4.16). Al sur, la superficie está fosilizada por materiales conglomeráticos de la megasecuencia M1 (Vallesiense, MN9-MN10), mientras que hacia el noroeste, debido al *onlap* que va rellenando la fosa, los materiales son progresivamente más modernos y alcanzan incluso con la megasecuencia M4 (Turolense, MN12). Inmediatamente al este, en torno al cauce del río Alfambra, los materiales jurásicos ya no presentan un biselamiento plano, sino una superficie más irregular sobre la que se disponen los materiales vallesienses más antiguos reconocidos en la fosa. En este caso, la geometría del contacto corresponde a un paleorrelieve jurásico en el que se observan capas con altos buzamientos hacia el este. Estas capas jurásicas se corresponden con el flanco verticalizado del anticlinal de Concud, mientras que los materiales vallesienses comenzaron a depositarse en la depresión del sinclinal contiguo (ver Fig. 4.7c,d).

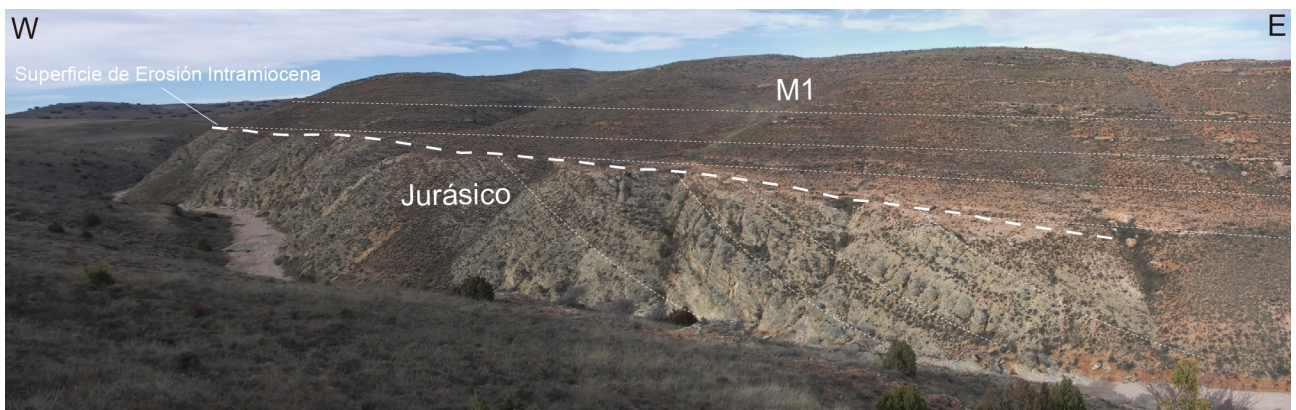


Fig. 4.15. Vista de la Superficie de Erosión Intramiocena (SEI) en el fondo de la fosa, fosilizada por el relleno neógeno, en el entorno de la Rambla de Valhondo (zona del Tamborero, oeste de Alfambra). Nótese el biselado que han sufrido las capas jurásicas infrayacentes.

En las áreas intermedias entre todos estos afloramientos existen zonas más deprimidas de orientación NW-SE que enlazan con los sinclinales de Sierra Palomera y Cabezo Gordo, surcan la fosa y tienen su expresión en el margen de la Sierra de El Pobo. Así, lo más probable es que el proceso erosivo ligado a la SEI no llegase a nivelar por completo la topografía previa, que en gran medida correspondía con la estructuración de gran longitud de onda de los sinclinales y anticlinales paleógenos (Fig. 4.14a). De esta forma, el nivel de base sobre el que se inicia la sedimentación se correspondería con los valles sinclinales. El reflejo de esta situación es la topografía del actual fondo de la fosa y la distribución de las entradas aluviales a la misma en su margen occidental, especialmente en la zona comprendida entre Celadas y los paleorreliieves de Santa Ana. Los sinclinales actuaron en un primer momento como grandes colectores y áreas de depósito, surcando la cuenca y albergando los depósitos más antiguos. Como se ha comentado anteriormente, la edad del inicio del depósito, aunque próximo a la isocronía, presenta un cierto decalaje temporal como consecuencia de la existencia de estos surcos y del basculamiento general del fondo de la cuenca hacia el Este. Por lo tanto, la envolvente de la SEI será ligeramente irregular, pero se puede considerar que a grandes rasgos se corresponde con el vaso de la fosa.

En cuanto a la edad de la SEI, aunque la base de los depósitos neógenos que la fosilizan dentro de la cuenca sea heterócrona, adoptaremos la premisa de que, como tal superficie de erosión, ya había sido elaborada completamente antes de que comenzara a rellenarse el primero de los surcos. Así, y aun a riesgo de simplificar el problema, adoptaremos como mejor aproximación la edad de los depósitos más antiguos que la cubren. Esos materiales más antiguos han sido reconocidos hacia los bordes de la fosa, con una edad de ~10,6 Ma (ver Fig. 3.50), pero considerando la geometría de la cuenca, la edad podría ser algo anterior en las áreas centrales. En torno a Teruel, la SEI ha sido reconocida en la zona de El Muletón e inmediatamente al norte de Los Mansuetos. En ambos lugares ha sido datada mediante los perfiles magnetoestratigráficos de Masada Rueda y La Gloria (ver Fig. 3.50) en una edad ligeramente más antigua que el techo del cron C5r.1r (11,146 Ma). Por todo ello, la edad que consideraremos más probable para la formación de la SEI es de ~11,2 Ma.



Fig. 4.16. Vista de la Superficie de Erosión Intramiocena (SEI) en el bloque inferior de la Falla de Concud (zona de Los Baños, norte de Teruel). Sobre ella se dispone en continuidad estratigráfica la mayor parte del relleno neógeno del área, hasta culminar en la superficie de colmatación (techo de la megasecuencia M7 o del Páramo 2) correlativa de la Superficie de Erosión Fundamental (SEF).

La Superficie de Erosión Fundamental (SEF)

La Superficie de Erosión Fundamental (SEF) aparece ampliamente desarrollada tanto en los piedemontes de la Sierra de El Pobo como en Sierra Palomera, en forma de un extenso aplanamiento situado unos 250 m por debajo de la SEI y que bisela relieves triásicos, jurásicos y palógenos (Fig. 4.13). Ya explicábamos en el apartado 1.4 cómo el significado de esta superficie dentro de la evolución del relieve de la Cordillera Ibérica ha sido objeto de un intenso debate (Simón, 1983, 1984; Pailhé, 1984; Peña *et al.*, 1984; Sánchez Fabre, 1989; Gutiérrez y Gracia, 1997; Casas y Cortés, 2002). Por nuestra parte, apreciamos la existencia de un aplanamiento principal considerablemente más extenso que todos los demás (representado en rosa en la Fig. 4.13) y que se correlaciona físicamente con el techo de la unidad Páramo 2, características que permiten atribuirlo sin ninguna duda a la SEF definida en la literatura. No obstante, en los piedemontes orientales, tanto de la Sierra de El Pobo como de Sierra Palomera, se ha reconocido un desdoble marginal de la misma (de color naranja en la Fig. 4.13) situado entre unos 10-30 m por encima de la superficie principal. En todos los casos se trata de un escalón erosivo, y nunca de un desnivel tectónico. La relación de encajamiento entre ambos niveles parece responder a un incremento de basculamiento en los bloques levantados de la Falla de Palomera y del Sistema de Fallas de El Pobo (Fig. 4.14c,d,e). En adelante, utilizaremos el término SEF exclusivamente para referirnos al aplanamiento principal y más extenso, y se advertirá convenientemente cuando nos queramos referir al desdoble.

La SEF arrasa en Sierra Palomera materiales jurásicos, situándose algo por debajo de la cumbre, a altitudes máximas ligeramente superiores a 1400 m. Hacia el interior de la fosa va perdiendo cota rápidamente, cepillando materiales jurásicos y paleógenos entre 1350 y 1200 m. En el ámbito de la Sierra de El Pobo, la SEF presenta diferencias de altura sustanciales entre sus vertientes occidental y oriental. En la primera de ellas arranca a unos 1450 m y desciende hasta alturas de entre 1200 y 1300 m en las zonas de Peralejos y Corbalán (Fig. 4.13). En la vertiente oriental, la superficie muestra un amplio desarrollo y va perdiendo cota suavemente hacia el este, desde los 1550 hasta los 1500 m en las inmediaciones de El Pobo y hasta los 1400, más al sur, cerca de la localidad de Cedrillas. Hacia el norte, al igual que ocurre con la SEI, la SEF también pierde cota hasta situarse a 1250 m en el entorno de Los Alcamines.

En el interior de la fosa, la SEF (la superficie principal y su desdoble superior) se ha correlacionado, dependiendo del sector considerado, con la parte superior de la megasecuencia M7 (Rusciniense, MN15) o de la megasecuencia M8 (Villafranquiense, MN16), lo que implica, en principio, una leve diacronía. Esta correlación física entre las superficies SEF y sus superficies de colmatación ha podido ser reconocida en tres lugares distintos de la fosa: en el cierre septentrional (zona de Los Alcamines); ligeramente más al sur, en la zona de los paleorrelieves de Santa Ana (proximidades de Orrios), y en el área de Celadas, en la parte central de la cuenca.

La correlación más evidente se observa en el sector septentrional desde Villalba Alta hasta Los Alcamines, donde el techo de la megasecuencia M8 (Villafranquiense, MN16) pasa lateralmente a un potente nivel de carbonatos nodulosos de tonos ocres (Fig. 4.17). Este nivel de carbonatos es correlativo y enrasa con el aplanamiento principal de la SEF que se extiende ampliamente sobre materiales jurásicos hasta más allá de Fuentes Calientes. Sobre esta superficie se disponen los depósitos detríticos de la megasecuencia M9 (Villafranquiense, MN16-MN17), tanto en el borde como en el interior de la fosa.

Al suroeste de Orrios, en el paraje de la Ladera de la Cruz (sur de los paleorrelieves de Santa Ana), se observa cómo las calizas correspondientes a las megasecuencias M7 y M8 (Rusciniense-Villafranquiense, MN15-MN16) se disponen en *onlap* sobre las rocas jurásicas del paleorrelieve del Puente

de la Venta, hasta producirse un claro enrase entre el techo de los materiales carbonatados neógenos (techo de M8) y el aplanamiento principal de la SEF que bisela los materiales jurásicos. En la parte occidental de este paleorrelieve se observa la misma relación de *onlap* hasta el enrasamiento, pero en este caso tiene lugar entre depósitos aluviales finos y materiales jurásicos. Sobre esta superficie de tránsito erosión/depósito se disponen los mismos depósitos aluviales finos pertenecientes a la megasecuencia M9 que se habían reconocido fosilizando el contacto más al norte (en Villalba Alta-Los Alcamines).

En la zona de Celadas la situación observada es muy parecida a la del área septentrional, pudiendo observarse cómo los depósitos carbonatados pasan lateralmente a depósitos aluviales finos y luego groseros que acaban nivelándose con un aplanamiento desarrollado en materiales paleógenos (Fig. 4.18). La envolvente de este aplanamiento se puede continuar hasta Sierra Palomera, coincidiendo en este caso con el desdoble superior de la SEF. Ello resulta coherente con la edad ligeramente más antigua de los carbonatos en este punto, donde se reconoce solo la serie perteneciente al techo de la megasecuencia M7 (Rusciniense, MN15), techo con el que enrasa la superficie de erosión (Fig. 4.18). Hacia el centro de la cuenca, sobre esta superficie se reconoce una sucesión de materiales carbonatados equivalentes a la totalidad de la megasecuencia M8 (Villafranquiense, MN16).

Así, el doble enrasamiento indica una diacronía de la SEF que en realidad responde al desdoble de la misma reconocido en los relieves colindantes, presentando el nivel superior una edad ligeramente más antigua que el inferior. Allí donde la superficie erosiva enrasa con el techo de la megasecuencia M7 se corresponde con el desdoble superior (Fig. 4.14c), mientras que donde enrasa con el techo de la megasecuencia M8 lo hace con el aplanamiento principal (Fig. 4.14e). La SEF se había correlacionado clásicamente con el techo de la unidad litoestratigráfica Páramo 2 (Godoy *et al.*, 1983a,b), al que se atribuía una edad del Rusciniense final (MN15) y un carácter isócrono a escala de cuenca. En detalle, queda ahora demostrado que el techo de los depósitos carbonatados de la fosa (Páramo 2) es heterócrono, variando en edad entre el Rusciniense final y el Villafranquiense temprano (MN15-MN16). Si se sigue empleando la aproximación clásica, el enrase entre la SEF y el relleno de la fosa debería considerarse como una única superficie morfo-sedimentaria diacrónica. Sin embargo, si se considera el desdoble de superficies de erosión aquí expuesto, estaríamos ante dos superficies con dos edades distintas: el nivel situado un poco por encima de la SEF presentaría una edad del Rusciniense final (MN15), al enrasar con las calizas ligeramente más antiguas (techo de la megasecuencia M7); el aplanamiento principal de la Superficie de Erosión Fundamental, encajada 10-30 m por debajo de la anterior, enrasaría con el techo de las calizas de



Fig. 4.17. Vista del aplanamiento principal de la Superficie de Erosión Fundamental (SEF) desarrollado sobre materiales jurásicos, enrasando con su superficie de colmatación formada por carbonatos del techo de la megasecuencia M8 en la zona de Villalba Alta - Los Alcamines, en el cierre norte de la disposición sobre la SEF de depósitos detríticos de la megasecuencia M9. El detalle muestra la disposición sobre la SEF de depósitos detríticos de la megasecuencia M9.

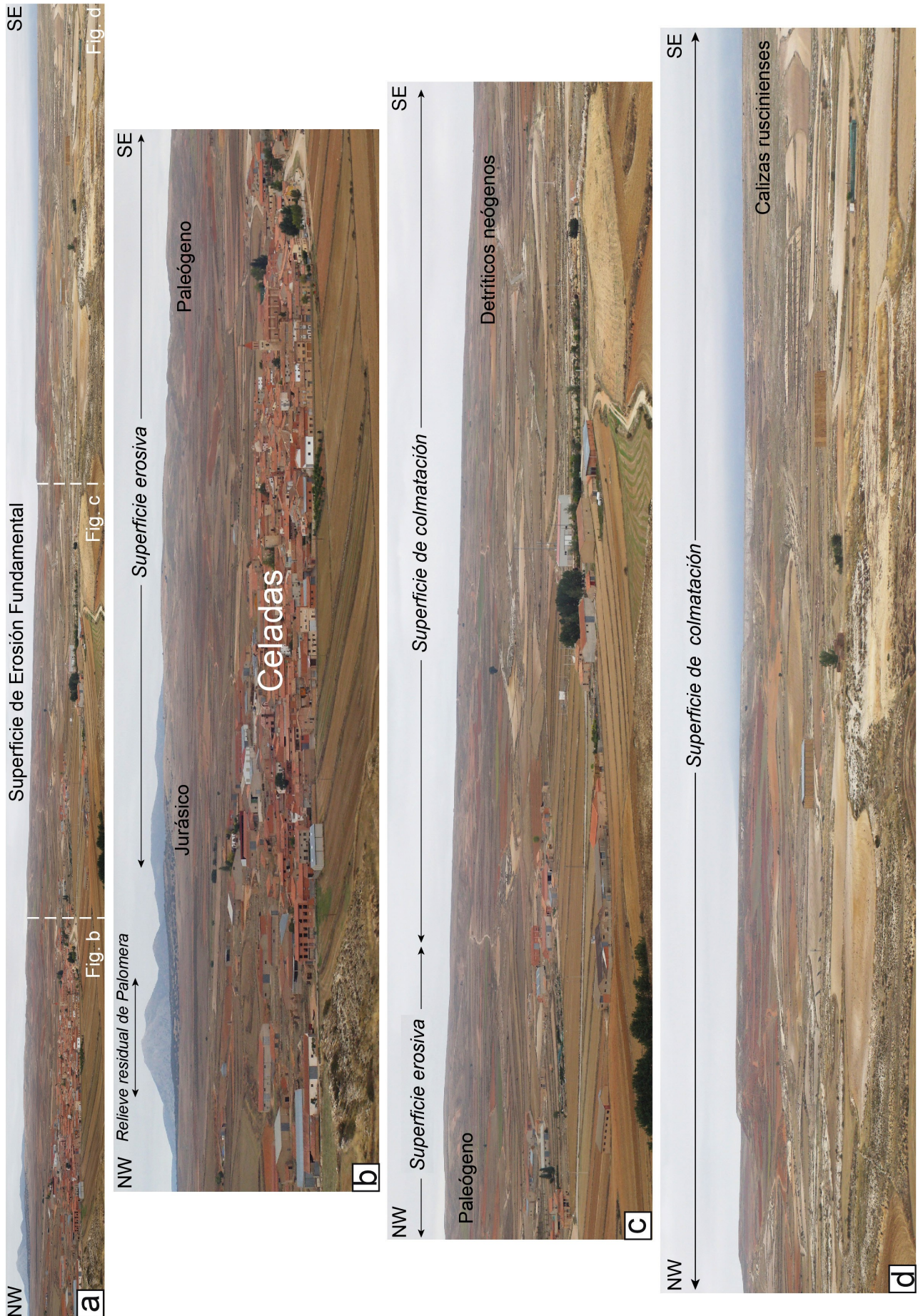


Fig. 4.18. (a) Vista general al norte de la localidad de Celadas del desdoble superior de la SEF desarrollada sobre materiales jurásicos y paleógenos en el descenso desde la Sierra Palomera, enlazando hacia el este con el techo de las calizas ruscienses (techo de la megasecuencia M7) de la Cuenca de Teruel. (b), (c) y (d) Ampliación, por partes, de la panorámica anterior (ver límites en a).

la megasecuencia M8 que presentan una edad de Villafranquiense temprano (MN16). La diferencia de cota establecida en los relieves mesozoicos (~20 m) entre ambas superficies se mantiene también, aunque en orden inverso, en el relleno neógeno, ya que entre el techo de ambas megasecuencias media siempre un espesor de sedimentos próximo a los 15 m.

Una datación aun más precisa de ambas superficies puede obtenerse si adoptamos las edades de referencia del techo de las megasecuencias M7 y M8 establecidas en el norte de la fosa mediante los perfiles magnetoestratigráficos de Orrios y Villalba Alta (Opdyke *et al.*, 1997; ver Fig. 3.50). Allí, el techo de la megasecuencia M7, correlativo del desdoble superior de la SEF, se correlaciona con la mitad del cron C2Ar y tiene una edad de ~3,8 Ma. El techo de la megasecuencia M8, correlativo del aplanamiento principal, se localiza hacia la base del cron C2An.3n, con una edad de ~3,5 Ma. A efectos prácticos, la mejor datación de los sedimentos de la cuenca y la detallada correlación de los que ahora disponemos ha supuesto proponer un ligero rejuvenecimiento de la edad del aplanamiento principal de la SEF desde el techo del Rusciniense a la base del Villafranquiense. Esto no supone mucha diferencia de edad (< 200 ka), y tampoco modifica sustancialmente los cálculos de tasas de movimiento de fallas previamente realizados pero ayuda a construir un modelo evolutivo morfo-sedimentario más coherente.

4.3. DEFORMACIONES VERTICALES ASOCIADAS A LAS FALLAS PRINCIPALES

4.3.1. Marcadores y rasgos principales de la deformación

El cálculo de la deformación vertical asociada a una falla es una tarea fácil cuando existen marcadores, normalmente estratigráficos, que son reconocibles en los dos bloques de la falla. En el caso de fallas sinsedimentarias, este cálculo en ocasiones se complica porque sólo existe registro estratigráfico en el bloque hundido, como ocurre en la Cuenca de Teruel. En estos casos, no es posible recurrir a dichos marcadores estratigráficos y sólo se puede llegar a inferir un desplazamiento mínimo a partir del espesor de dicho registro sedimentario. En nuestro caso, los resultados expuestos en los apartados anteriores son la base para establecer los desplazamientos verticales producidos por las principales fallas, proceso que constituye el último paso de la caracterización macroestructural. Así, por un lado, hemos identificado las principales fallas que controlan la estructura de la cuenca y realizado cortes geológicos que permiten reconstruirla en profundidad (apartado 4.1). Por otro, hemos reconocido dos extensas superficies de erosión (SEI y SEF) y sus superficies de colmatación correlativas, que han sido datadas en ~11,2 y ~3,5 Ma, respectivamente. Al encontrarse desplazadas por dichas fallas (apartado 4.3), constituyen buenos marcadores de la deformación y permiten además cuantificar sus saltos verticales.

Además, la Superficie de Erosión Intramiocena (SEI), más específicamente el inicio de su recubrimiento neógeno, se ha considerado como el momento en el que se inicia la estructuración extensional de la Cuenca de Teruel (Fig. 4.14b). Por su lado, la deformación de la Superficie de Erosión Fundamental (SEF) se ha considerado como un excelente marcador de la segunda gran etapa de deformación en la cuenca (Fig. 4.14f,g) y también de la deformación reciente en la Cordillera Ibérica oriental (Simón, 1983, 1984). Esto hace que, por disponer de ambos marcadores, se puedan llegar a

determinar algunas pautas evolutivas de las fallas principales y, por tanto, en la generación de subsidencia tectónica. Además, teniendo en cuenta el enfoque tectosedimentario de la tesis, la distribución y geometría de las zonas que acumulan mayor subsidencia tectónica es clave para acotar la posición de los depocentros de la cuenca.

El cálculo de los desplazamientos de escala hectométrica se ha basado, por tanto, en las diferencias de cotas reconocidas de las superficies de erosión. Así, los mayores hundimientos que registran la SEI y la SEF dentro de la fosa con respecto a sus márgenes montañosos se encuentran en la zona central de la cuenca, aunque ligeramente desplazadas hacia el borde activo (Fig. 4.13). En el margen pasivo, ambas superficies pierden progresivamente cota hacia el este como consecuencia del basculamiento del bloque de Sierra Palomera hacia el Alfambra y pasan gradualmente a enrasar con sus depósitos correlativos en varias áreas de la fosa.

En relación con la SEI, su posición en los materiales mesozoicos del margen se ha podido establecer de manera directa a través de la cartografía de los aplanamientos erosivos (Fig. 4.13). En el fondo de la cuenca solo se ha podido reconocer la discordancia basal del Mioceno en tres lugares concretos próximos al margen pasivo, mientras que en el resto de la fosa se ha determinado su cota a partir de la reconstrucción de los cortes geológicos. Respecto a la SEF, ya se ha visto anteriormente que ha podido ser ampliamente caracterizada tanto en el bloque levantado como en el hundido (SEF erosiva y techo de la megasecuencia M8). Por ello, para evaluar su desplazamiento se ha elaborado un mapa de contornos estructurales (isohipsas representadas en la Fig. 4.13) que permite reconstruir la geometría de las deformaciones posteriores al Rusciniense. Para la elaboración de dicho mapa se ha tenido en cuenta sobre todo la cartografía de superficies de erosión y la cartografía geológica, pero también algunos datos de sondeos existentes en el entorno de Teruel que proporcionan datos de profundidad del techo de la megasecuencia M8 (techo de la unidad Páramo 2, según Godoy *et al.*, 1983a,b). En particular, han sido útiles a esos efectos los propios datos de nuestros sondeos de Masada Cociero y Las Ramblillas.

Los cambios de cota descritos para el aplanamiento principal de la SEF y expresados en ese mapa de contornos dibujan de forma precisa la estructura sinforme de la cuenca, producto de la combinación del basculamiento de tipo *rollover* y el monoclinal de acomodación o arrastre. Se puede reconocer de esta forma que las zonas que acumulan mayor hundimiento no se sitúan inmediatamente adosadas a las estructuras tectónicas del margen oriental de la cuenca sino que existe una distancia media de 3-4 km al oeste respecto a las trazas superficiales de las principales fallas. El surco de ese sinclinal discurre cerca del cauce del río Alfambra, a cotas entre 1050 y 1100 m, con una zona más deprimida en torno a Cuevas Labradas, donde desciende hasta 1040 m. En el bloque levantado de la Sierra de El Pobo, por su parte, el leve basculamiento hacia el E puede explicarse por el levantamiento del bloque inferior producto del reajuste isostático que acompaña a la descarga tectónica por el movimiento de la falla, la cual es máxima en sus proximidades (efecto *hombreira*; e.g. Jackson y Mckenzie, 1983; Jackson *et al.*, 1988; May *et al.*, 1993). En el extremo sur de la zona de estudio, el desplazamiento provocado por la falla de Conclud hace que sea en su bloque meridional donde aparece el área más deprimida de toda la zona de estudio, con una cota del marcador algo inferior a 850 m (Fig. 4.13).

4.3.2. Desplazamientos verticales y tasas de movimiento de las principales fallas

Una vez descritas las deformaciones generales que afectan tanto a la SEI como a la SEF en la Cuenca de Teruel y en sus márgenes, vamos a cuantificar los desplazamientos verticales y las tasas de movimiento (mm/a) para las fallas principales a partir de la diferencia de altura y edad de los marcadores (Tabla 4.2). Siempre que ha sido posible se ha calculado la tasa de movimiento media desde el Vallesiense a la actualidad (salto SEI / edad SEI) y las tasas desglosadas para el periodo Vallesiense-Rusciniense (salto (SEI-SEF) / edad (SEI-SEF)) y para el periodo Villafranquiense-actualidad (salto SEF / edad SEF).

En el sector central de la Falla de El Pobo (zona de Escorihuela) se alcanza el desplazamiento vertical máximo de toda la fosa: el salto total de la SEI acomodado por las estructuras en este sector es de 1040 m, entre el arrasamiento más elevado del bloque inferior (cota 1760 m del Pico Hoyalta en la Sierra de El Pobo) y la discordancia basal del Vallesiense en el fondo de la fosa (720 m, cota inferida a partir del corte geológico de la Fig. 4.2c). Empleando el mismo criterio para la SEF, el desplazamiento total es de 520 m entre sus retazos más elevados en la Sierra de El Pobo (1560 m) y su superficie de colmatación

	Marcador						Tasa de Movimiento (mm/a)		
	SEI (Edad: 11,2 Ma)			SEF (Edad: 3,5 Ma)			Total (Vallesiense – actualidad) (11,2–0 Ma)	Periodo Vallesiense – Rusciniense (11,2–3,5 Ma)	Periodo Villafranquiense – actualidad (3,5–0 Ma)
	H _L (m)	H _H (m)	Salto (m)	H _L (m)	H _H (m)	Salto (m)			
DOMINIO SEPTENTRIONAL									
Zona de falla de la Sierra del Pobo									
Sector <i>Villalba Alta</i>		800		1320	1100	180			0,05
Sector <i>Orrios</i>	1640	900	740	1460	1080	380	0,07	0,05	0,11
Sector <i>Escorihuela</i>	1760	720	1040	1560	1040	520	0,09	0,07	0,15
DOMINIO CENTRAL									
Falla de Peralejos									
Sector <i>norte</i>	1755	720	1035	1560	1040	520	0,09	0,07	0,15
Falla de Tortajada + Falla de Cabigordo									
<i>Total</i>	1580	800	780	1480	1040	440	0,07	0,04	0,13
<i>Falla de Cabigordo</i>	1580	1150	430	1480	1300	180	0,04	0,03	0,05
<i>Falla de Tortajada</i>	1150	800	350	1300	1040	260	0,03	0,01	0,07
DOMINIO MERIDIONAL									
<i>Fallas de dirección aproximada N-S</i>									
Falla de La Hita									
Sector <i>norte</i>	1640	980	660	1500	1250	250	0,06	0,05	0,07
Falla de Teruel									
Sector <i>norte (Teruel)</i>	980	680	300	1130	880	250	0,03	< 0,01	0,07
Total (La Hita+Teruel)	1640	680	960	1500	880	620	0,09	0,04	0,18
<i>Fallas intracuencales de dirección transversa</i>									
Falla de Concud (NW-SE)									
Sector <i>Masada Cociero</i>	980	720	260	1100	840	260	0,02	0	0,07 ⁽¹⁾
Zona de Falla de Valdecebro (WNW-ESE)									
Sector <i>Valdecebro</i>	1150	900	250	1220	1030	190	0,02	0,01	0,05

Tabla 4.2. Tasas de movimiento de las principales fallas de la Cuenca de Teruel calculadas tomando como marcadores la Superficie de Erosión Intramiocena (SEI) y el aplanamiento principal de la Superficie de Erosión Fundamental (SEF). H_L y H_H son las alturas del marcador en el bloque levantado y hundido de la falla, respectivamente. ⁽¹⁾ Altura de la SEF tomada para el techo de la megasecuencia M7 (equivalente del desdoble superior, por lo que la tasa calculada comprende el periodo 3,8-0 Ma. Se diferencian las tasas medias calculadas para las fallas principales del sector central y septentrional (valores resaltados en negrita) y para las fallas intracuencales del sector meridional.

correlativa (techo de la megasecuencia M8) en el surco sinclinal (1040 m). Así pues, el salto total se halla repartido curiosamente en dos mitades: 520 m ocurridos durante el Vallesiense-Rusciniense (11,2-3,5 Ma) y otros 520 m desde el Villafranquiense (3,5-0 Ma). Considerando estos valores de desplazamiento vertical y las edades más probables de la SEI y la SEF, discutidas en el apartado anterior, se pueden calcular las siguientes tasas de movimiento máximas para el sector central de la zona de falla de El Pobo durante el Neógeno: 0,09 mm/a (1040 m / 11,2 Ma) desde el Vallesiense hasta la actualidad; 0,07 mm/a (520 m / 7,7 Ma) durante el Vallesiense-Rusciniense, y 0,15 mm/a (520 m / 3,5 Ma) desde el Villafranquiense hasta la actualidad (Tabla 4.2).

Hacia el extremo septentrional de la zona de falla de la Sierra de El Pobo los desplazamientos verticales se van atenuando rápidamente, siendo en el área de Orrios ligeramente mayores que en Villalba Alta y éstos mayores que en Los Alcamines. En el entorno de Orrios, el desnivel de la SEI entre la zona más subsidente (900 m de altitud) y los relieves de la Sierra de El Pobo (1640 m) es de 740 m, mientras que para la SEF es de 380 m (1080 m frente a 1460 m). De acuerdo con estos saltos se pueden calcular una tasa de movimiento media de 0,07 mm/a para el Vallesiense-actualidad, 0,05 mm/a para el periodo Vallesiense-Rusciniense y 0,11 mm/a para el periodo Villafranquiense-actualidad (Tabla 4.2).

Para el área de Villalba Alta, el desplazamiento experimentado por la SEI no se ha podido medir, ya que no se ha reconocido ese aplanamiento en los relieves mesozoicos. Únicamente podemos aproximar su posición en el fondo de la cuenca, a partir de datos de sondeos existentes en Perales de Alfambra y de los cortes geológicos: su cota estaría próxima a los 800 m. Por otro lado, el salto vertical experimentado por la SEF es de 180 m, apareciendo el techo de la megasecuencia M8 a una cota de 1100 m al oeste de Villalba Alta frente a los 1320 m de la SEF en los relieves mesozoicos al este de la localidad. La tasa de movimiento resultante desde el Villafranquiense hasta la actualidad es de 0,05 mm/a (180 m / 3,5 Ma). Más al norte, en el sector de Los Alcamines el salto vertical que afecta a la SEF es de 50 m (tasa de 0,01 mm/a) y se pierde rápidamente hacia el extremo norte, donde se hace prácticamente nulo. En esta zona se reconoce el enrascamiento entre la SEF y el techo de la megasecuencia M8, lo que sería indicativo de la terminación de la falla del margen activo en superficie. No obstante, las isohipsas de la SEF aún mantienen una caída continua hacia la cuenca, evaluable en unos 150 m; ésta puede interpretarse como la acomodación superficial asociada a un tramo de falla ciega, que se prolongaría así aún varios kilómetros hacia el norte (Fig. 4.13).

En la Zona de Falla de Peralejos sólo tenemos datos en el sector norte, donde las altitudes de la SEI (1755 y 720 m) y la SEF (1560 y 1040 m) son muy parecidas a las descritas para el sector de Escorihuela de la Falla de El Pobo. De este modo, el salto para la SEI (1035 m) y para la SEF (520 m) son prácticamente idénticas a la de aquella falla y también lo son las tasas de movimiento calculadas para el Vallesiense-actualidad (0,09 mm/a), Vallesiense-Rusciniense (0,07 mm/a) y Vilafranquiense- actualidad (0,15 mm/a) (Tabla 4.2). En el caso de la deformación post-SEF, ese salto máximo de 520 m disminuye levemente hacia el centro del sector y se recupera de nuevo en la zona de coalescencia con las fallas de Cabigordo y Tortajada.

Más hacia el sur, en la zona central de la semifosa de Peralejos-Teruel, el desplazamiento calculado para la SEI es de 780 m, entre el Puerto de Cabigordo (1580 m) y el fondo de la depresión en Tortajada (800 m) (Figs. 4.5c y 4.13). El salto acumulado por la SEF desde la zona de Cabigordo es de 440 m (1480 a 1040 m). En ambos casos, estos saltos representan la suma del *bending* del monoclinal del bloque intermedio de Corbalán y el salto de la Falla de Tortajada. Esto arroja, para el conjunto de ambas estructuras, las siguientes tasas de movimiento: 0,07 mm/a (780 m / 11,2 Ma) desde el Vallesiense hasta la

actualidad, 0,04 mm/a (340 m / 7,7 Ma) durante el Vallesiense-Rusciniense y 0,13 mm/a (440 m / 3,5 Ma) desde Villafraniense hasta la actualidad (Tabla 4.2).

Si nos centramos exclusivamente en la Falla de Tortajada, los marcadores de referencia de la SEI empleados en el bloque de Corbalán (bloque levantado de la falla) se corresponden con la discordancia basal del Mioceno (1150 m) y con el aplanamiento de la SEF en Sierra Gorda (1300 m). Con estos valores y los ya indicados para el fondo de la cuenca se pueden estimar unos saltos verticales de 350 y 260 m, respectivamente, y calcular unas tasas de movimiento para esta falla de 0,03 mm/a para el Vallesiense-Actualidad, 0,01 mm/a para el Vallesiense-Rusciniense y de 0,07 mm/a para el Villafraniense-Actualidad (Tabla 4.2).

Combinando la información aportada en esta sección de Tortajada-Cabigordo, podemos determinar del mismo modo los saltos producidos exclusivamente por la Falla de Cabigordo y calcular una tasa media (Vallesiense-actualidad) de 0,04 mm/a, que se desglosa en 0,03 mm/a para el periodo Vallesiense-Rusciniense y 0,05 mm/a para el periodo Villafraniense-actualidad (Tabla 4.2).

En el dominio sur las fallas principales (Concud, Teruel y Zona de Falla de Valdecebro) tienen orientaciones más variadas. Para la Falla de Concud, a partir de la reconstrucción realizada en profundidad en los cortes geológicos (Fig. 4.7c,d), y teniendo en cuenta la altitud de la SEI que aflora en el bloque inferior de la falla (980 m), el desplazamiento vertical calculado para esta superficie es de 260 m. Por otro lado, el sondeo Masada Cociero realizado inmediatamente al lado del plano de falla indica que existen en esta zona al menos 87 m de depósitos villafranienses en profundidad, situándose la base del mismo muy próxima a la superficie de colmatación equivalente de la SEF. El desplazamiento vertical mínimo para la SEF es de 260 m, calculado entre la cota del techo de la megasecuencia M7 (equivalente del desdoble superior de la SEF, de 3,8 Ma) en el Cerro del Muletón (1100 m) y la que tendría cerca de la base del sondeo Masada Cociero (840 m; ver Fig. 3.37). Considerando la diferencia de cota entre estas superficies en el bloque hundido, el espesor de serie Vallesiense-Rusciniense sería de unos 110 m, muy parecido al que presenta la serie en el perfil El Muletón en el bloque inferior, lo que avala que no hubo actividad de la Falla de Concud antes de finales del Rusciniense (3,8 Ma). Teniendo en cuenta estos datos, la tasa de desplazamiento establecida para estas superficies desde finales del Rusciniense hasta la actualidad es de 0,07 mm/a (260 m / 3,8 Ma) (Tabla 4.2).

Para la Falla de Teruel solo se puede establecer un desplazamiento y una tasa fiable en relación con la superficie de colmatación correlativa de la SEF, ya que los aplanamientos relativos a la SEI no afloran en este sector. Teniendo en cuenta la interpretación de la estructura en profundidad realizada en el corte geológico (Fig. 4.8d), el desplazamiento de la SEI se puede calcular en 300 m tomando como referencia su cota de 680 m en el bloque hundido en el entorno del río Turia, y de 980 m en el bloque levantado de Los Mansuetos. A partir del mapa de contornos estructurales, el desplazamiento vertical de la SEF estaría próximo a 250 m (diferencia de altitud entre las calizas ruscinienses de Los Mansuetos, 1130 m, y las que afloran junto al río Turia inmediatamente al oeste de Teruel, 880 m). Las tasas de movimiento calculadas para esta falla son 0,03 mm/a para el periodo completo Vallesiense-actualidad y de < 0,01 y 0,07 mm/a para los periodos Vallesiense-Rusciniense y Villafraniense-actualidad, respectivamente (Tabla 4.2).

En la Zona de Falla de Valdecebro el desplazamiento vertical acumulado para la SEI es de aproximadamente 250 m (diferencia de cota entre el fondo de la cuenca, 900 m, y el bloque intermedio de Corbalán, 1150 m) (Fig. 4.9e). El desplazamiento de la SEF para este sector es más difícil de precisar ya que en esta área toda la serie es detrítica y se encuentra muy desnivelada por múltiples fallas, lo que no

permite reconocer un marcador claro dentro del relleno. En cualquier caso, y siguiendo la interpretación de García-Pérez (2015), quien reconoce algunos retazos de dicha superficie en el bloque levantado (cota 1220 m) y los sedimentos correlativos en el bloque hundido (1030 m), la SEF mostraría un desplazamiento vertical de 190 m. Estos valores permiten calcular una tasa de movimiento media de 0,02 mm/a para el periodo completo (Vallesiense-actualidad) y tasas parciales de 0,008 mm/a para el periodo Vallesiense-Rusciniense y de 0,05 mm/a desde el Villafranquiense hasta la actualidad (Tabla 4.2).

4.3.3. Síntesis de resultados: distribución espacial y temporal de la deformación

Los resultados expuestos acerca de los saltos y tasas de movimiento vertical en las estructuras estudiadas permiten analizar en conjunto la distribución tanto temporal como espacial de la deformación. Para ello tomaremos como referencia la Tabla 4.2 y dos figuras de síntesis (Figs. 4.19 y 4.20). La Figura 4.19 compila los desplazamientos y tasas distribuidos en el tiempo, distinguiendo un dominio septentrional (zona de falla de la Sierra de El Pobo), uno central (segmentos de Peralejos y Cabigordo-Tortajada) y uno meridional (falla de margen de La Hita y fallas intracuencales de Conclud, Teruel y Valdecebro). La Figura 4.20 es un diagrama distancia-salto vertical que permite analizar la distribución espacial de los saltos a lo largo de todo el margen activo de la fosa. Este se ha elaborado sólo para los desplazamientos post-SEF, ya que para los movimientos previos el marcador utilizado (SEI) no permite un control espacial continuo. En el diagrama distancia-salto vertical se diferencian los cuatro grandes segmentos que forman la estructura, en cada uno de los cuales el desplazamiento total se reparte entre una o varias zonas de falla más una componente de deformación continua (*bending* asociado a la estructura de borde, sin descartar también una pequeña componente de basculamiento de gran radio asociada al *doming* del macizo de Gúdar). Se han diferenciado los dos segmentos del dominio central: el de Peralejos (zona de falla de Peralejos + zona de falla intracuencal de Cuevas Labradas) y el de Tortajada (falla de Cabigordo + falla de Tortajada). En el dominio meridional se computan la Falla de La Hita y la falla intracuencal de Teruel, que juntas representan la continuación hacia el sur de la misma deformación cortical que acomodan las fallas de Cabigordo y Tortajada. Se excluyen, sin embargo, la falla de Conclud, que pertenece ya al sistema de fallas de la Cuenca del Jiloca, y la estructura transversal de Valdecebro.

En cuanto a la distribución temporal, todas las fallas estudiadas muestran una tasa de movimiento más alta para el periodo Villafranquiense-actualidad (3,5–0 Ma) que para el Vallesiense-Rusciniense (11,2–3,5 Ma), más del doble para las fallas principales de los sectores centro y norte y un orden de magnitud más para las fallas intracuencales del sector sur (Fig. 4.19).

Las fallas que delimitan el margen activo de la cuenca, la zona de falla de la Sierra de El Pobo en el dominio septentrional, las Fallas de Peralejos y las estructuras de Tortajada y Cabigordo en el sector central, muestran tasas de movimiento muy similares entre ellas, con valores medios de 0,06 mm/a (rango 0,04 a 0,07) para el Vallesiense-Rusciniense y de 0,14 mm/a (rango 0,13 a 0,15) para el Villafranquiense-Actualidad (Tabla 4.2 y Fig. 4.19b).

La zona de falla de la Sierra de El Pobo muestra una disminución del salto hacia el norte para los dos marcadores. Esta disminución del salto acompaña también a la diferencia macroestructural descrita en este borde, con fallas mayores y de salto más importante en su parte centro-sur (zona de Escorihuela) y un borde menos definido con fallas más numerosas y de distintas orientaciones en el segmento norte (Orrios-

4. Estructura y mofotectónica

Los Alcamines). Este borde menos definido puede ser el resultado de un estado menos avanzado en la unión de los segmentos de falla, como ha sido descrito en numerosos modelos de desarrollo de cuencas extensionales (e.g. Cartwright *et al.*, 1995; Gupta *et al.*, 1999; Cowie *et al.*, 2000). En este sentido, hemos descrito cómo en el extremo norte de la estructura la SEF no está desplazada por la falla, pero sigue marcando una deformación dúctil (flexión monoclinal) asociada probablemente a un segmento de falla ciega.

En la transversal Tortajada-Cabigordo, el salto y la tasa de movimiento están repartidos en una estructura de borde (Falla de Cabigordo) y una falla intracuenal (Falla de Tortajada), con tasas medias (Vallesiense-actualidad) similares para ambas, aunque algo mayor en la Falla de Cabigordo (0,04 frente a 0,03 mm/a, Tabla 4.2). Si analizamos en detalle la actividad de dichas estructuras, las tasas de movimiento varían con el tiempo. En ambos casos, como ya se ha descrito, la tasa para el periodo reciente Villafranquiense-actualidad (0,05 mm/a en Cabigordo y 0,07 mm/a en Tortajada) es mayor que para el periodo Vallesiense-Rusciniense (0,03 mm/a en Cabigordo y 0,01 mm/a en Tortajada), pero la relación entre las tasas de movimiento de ambas fallas cambia; durante el Vallesiense-Rusciniense la máxima tasa se registra en la Falla de Cabigordo y durante el Villafranquiense-Actualidad en la Falla de Tortajada. Este

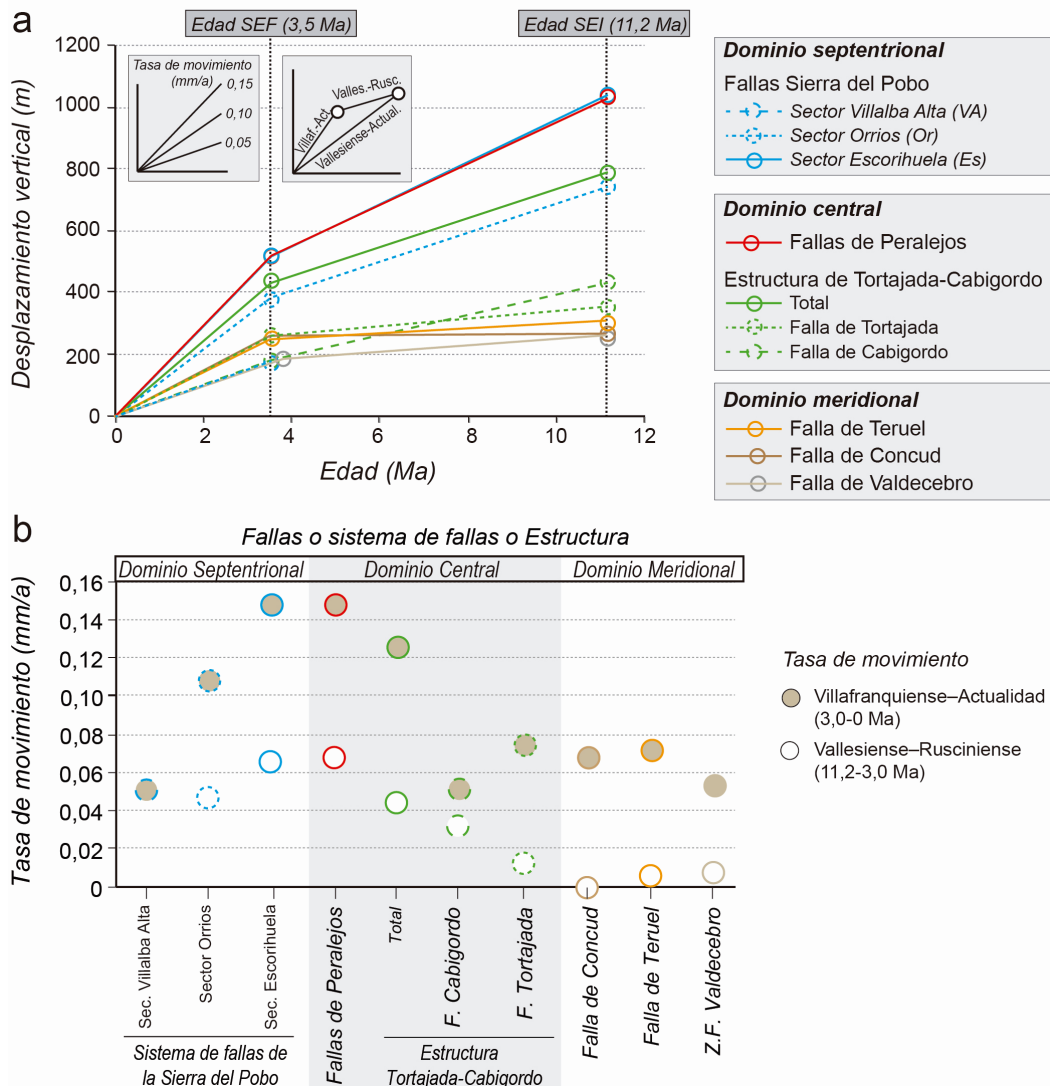


Fig. 4.19. Tasa de movimiento de las principales fallas y estructuras de la Cuenca de Teruel. **(a)** Diagrama edad vs. desplazamiento vertical de los marcadores (SEI y SEF). La pendiente de la recta permite visualizar gráficamente las tasas de movimiento para los periodos Vallesiense-Rusciniense y Villafranquiense-actualidad. Para cada falla, la tasa media para el periodo completo (Vallesiense-actualidad) vendría dada por la recta resultado de unir los extremos de la línea quebrada. **(b)** Tasas de movimiento de las fallas para los periodos Vallesiense-Rusciniense y Villafranquiense-actualidad.

cambio sugiere que parte de la actividad migró desde la estructura del margen a posiciones intracuencales, aunque ambas estructuras estuvieron activas en ambos periodos. Recordemos que a partir del estudio del registro sedimentario ya se había descrito la existencia durante el Turolense (aproximadamente en 6,1 Ma) de abanicos aluviales procedentes del bloque de Corbalán, por lo que este cambio de tendencia pudo haber ocurrido probablemente ya en ese momento.

Las fallas intracuencales del dominio meridional (Fallas de Concu y Teruel y zona de falla de Valdecebro) tienen tasas de movimiento mucho menores que las fallas de los sectores central y septentrional, pero, al igual que aquéllas, también muestran un aumento de la tasa con el tiempo (Tabla 4.2): la tasa es mínima ($< 0,01$ mm/a) durante el Vallesiense-Rusciniense y aumenta a 0,06 mm/a (rango 0,05-0,07) durante el Villafranquiense-actualidad. La baja tasa de movimiento de la falla N-S de Teruel podría explicarse, como ocurría en la estructura de Tortajada-Cabigordo, por un reparto con la estructura de borde de cuenca: las fallas de La Hita (Fig. 4.1). Este conjunto de fallas separa el bloque levantado de La Hita del bloque hundido de Valdecebro (éste, a su vez, hundido en sentido N-S respecto al bloque de Corbalán). En La Hita se ha reconocido un retazo de SEI a 1640 m de altitud, que corona un importante relieve residual (Fig. 4.13). Su equivalente en el interior de la cuenca es la base de la serie neógena de Valdecebro, no aflorante y por tanto no controlable con precisión. Su cota se infiere, no obstante, del corte geológico de la figura 4.9, que tiene en cuenta los espesores conocidos en el área de Teruel, y se sitúa en 980 m s.n.m. Ello proporciona un cálculo del salto vertical post-SEI de 660 m. La altitud de la SEF en La Hita, extrapolando las isohipsas trazadas en torno al relieve residual, se estima en 1500 m; en el bloque hundido, en las proximidades de la falla, se estima en unos 1250 m (Fig. 4.13). Si tenemos en cuenta el salto resultante (250 m), podemos calcular una tasa de movimiento de 0,07 mm/a para el periodo Villafranquiense-actualidad. A partir de la diferencia entre el salto total y el salto post-SEF se calcula un desplazamiento vertical de 410 m y una tasa de 0,05 mm/a para el periodo Vallesiense-Rusciniense. Considerando que la Falla de La Hita y la falla intracuenca de Teruel acomodan juntas la deformación en este sector más meridional, la suma de sus saltos post-SEI y post-SEF daría unos valores totales de 960 m y 620 m, respectivamente. Las correspondientes tasas combinadas serían 0,04 mm/a para el periodo Vallesiense-Rusciniense y 0,18 mm/a para el periodo Villafranquiense-actualidad.

En cuanto a la distribución espacial, vamos a analizar y discutir solo los desplazamientos post-SEF, ya que este marcador es el único para el que existe información altitudinal suficiente. El diagrama distancia-salto vertical (Fig. 4.20) muestra varios detalles de interés. En primer lugar, el desplazamiento total acomodado en las fallas que componen cada uno de los cuatro segmentos principales (El Pobo, Peralejos, Cabigordo-Tortajada y La Hita-Teruel) se distribuye formando curvas individuales bien diferenciadas y una forma de campana típica aunque con alguna irregularidad poco significativa. El desplazamiento combinado de todas ellas (sombreado gris de fondo) muestra una transferencia neta de salto del segmento de Peralejos al de Cabigordo-Tortajada; cada curva individual sube a la vez que la anterior baja, lo que indica una coalescencia plena entre ellas y justifica, de paso, que las agrupemos en lo que hemos definido como dominio central. La transferencia es sólo parcial entre los segmentos de El Pobo y Peralejos y entre los de Cabigordo-Tortajada y La Hita, ya que la curva combinada muestra sendos mínimos en los solapes entre ellas.

Si añadimos la componente de deformación continua por *bending* (de un orden similar al del salto total acumulado en las fallas), observamos que la curva total dibuja una campana suave y bien definida para el conjunto de El Pobo, Peralejos y Cabigordo-Tortajada. Ello indica que todo el grupo ha llegado a comportarse como una estructura única de unos 30 km de longitud, cinemáticamente coherente y que

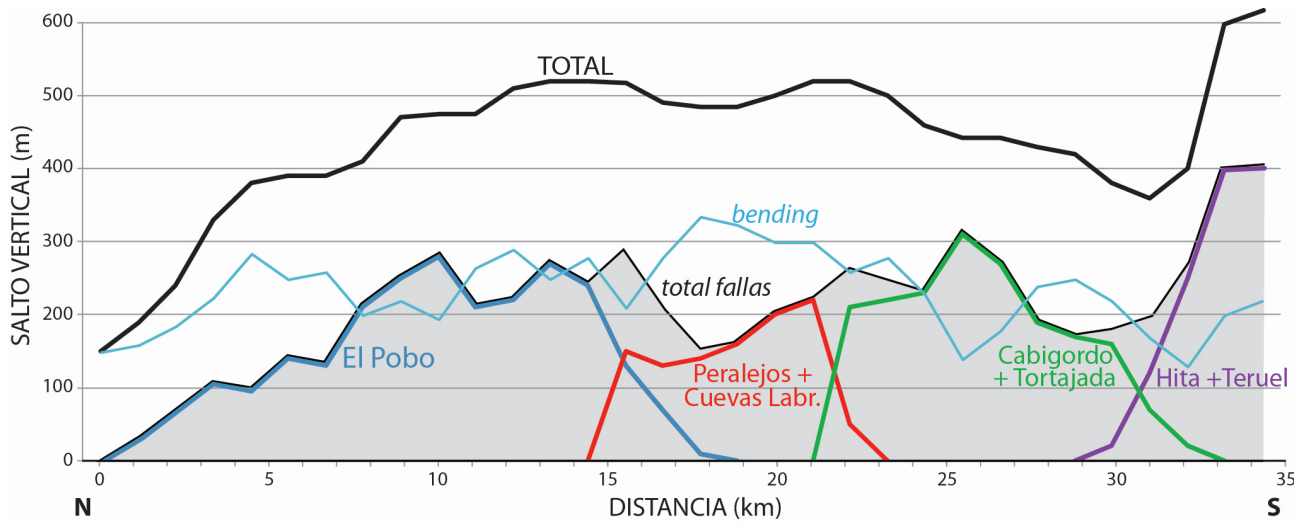


Fig. 4.20. Diagrama de salto vertical frente a distancia de las principales fallas y estructuras de la Cuenca de Teruel.

correspondería a una sola falla a escala cortical aunque en superficie la coalescencia entre El Pobo y Peralejos-Tortajada-Cabigordo no sea completa. En la curva total sigue presente, por otra parte, el mínimo acusado en la transición al segmento de La Hita-Teruel, lo que sugiere una coalescencia no culminada con esta última. Esto evidenciaría una separación estructural 'natural' entre los sectores norte y sur de la Fosa de Teruel y proporciona, de alguna manera, una justificación para el encuadre regional de este trabajo.

La relativa uniformidad del salto post-SEF en toda la zona central de la estructura (en torno a 500 m; Fig. 4.20) hace que también sea espacialmente uniforme la tasa de movimiento para el intervalo Villafranquiense-actualidad (en torno a 0,14 mm/a; Fig. 4.19). Lo mismo ocurre para las tasas puntuales calculadas para el intervalo Vallesiense-Rusciniense (en torno a 0,06 mm/a). Tras la disminución que se produce en el tránsito al segmento de La Hita-Teruel, los valores vuelven a recuperarse en este y siguen creciendo hacia el sur, saliendo ya de nuestra área de estudio (0,04 mm/a para el Vallesiense-Rusciniense y 0,18 mm/a para el Villafranquiense-actualidad, mayores incluso que los máximos alcanzados en el sector norte).

4.4. CONSIDERACIONES FINALES SOBRE LA ESTRUCTURA DEL SECTOR NORTE DE LA CUENCA DE TERUEL

En este capítulo hemos mostrado la estructura, cinemática y tasas de movimiento de las principales fallas que controlan el sector norte de la cuenca de Teruel, así como la fracturación menor desarrollada en los materiales néogenos que rellenan la cuenca y en los materiales mesozoicos del sustrato. La deformación post-rusciniense (3,5 Ma) de la cuenca también ha sido analizada a partir del mapa de contornos estructurales de la Superficie de Erosión Fundamental (SEF). En este apartado, y a partir de toda la información anterior, vamos a dar una visión general de la geometría de la cuenca y su relación con las principales estructuras. Asimismo, trataremos algunos aspectos que hasta el momento no han sido abordados como, por ejemplo, la profundidad del nivel del despegue de las estructuras o la evolución de la cuenca.

Como ya se ha comentado, la estructura del sector norte de la Fosa de Teruel siempre se ha simplificado asimilándola a la que presenta en su parte central, entre la Sierra Palomera y la Sierra de El Pobo, y caracterizándola como un *semigraben* controlado por un pliegue de tipo *rollover* (e.g. Moissenet,

1983; Godoy *et al.*, 1983a; Simón, 1983; Anadón y Moissenet, 1996). Después de analizar en detalle la configuración de la fosa a partir de los cortes y la geometría de fallas en superficie, parece más realista plantear un modelo estructural más complejo. En el margen oriental de la cuenca no existe una única estructura sino que a lo largo del mismo se suceden distintas estructuras con orientación media N-S (Fallas de la Sierra de El Pobo, Falla de Cabigordo y fallas de la Hita). Estas estructuras están definidas, a su vez, por varios planos de falla que dibujan un margen escalonado o en graderío y, en ocasiones, por el relevo de segmentos de fallas con distintas orientaciones. En los dominios central y meridional se encuentran otras fallas en el interior de la cuenca (Fallas de Peralejos, Tortajada, Teruel, Conclud y Valdecebro), muchas de ellas sintéticas con la estructura del borde pero con orientaciones bastante dispares (NNE-SSW a NE-SW, N-S, NW-SE y E-W). A excepción de la Falla de Teruel, estas estructuras intracuencales han generado un margen de cuenca local en la etapa más reciente del relleno de la fosa, pues su bloque levantado ha ido erosionándose y aportando materiales a su bloque hundido. En conjunto, estas fallas hacen que el sector norte de la cuenca de Teruel presente una estructura segmentada que ha sido utilizada para definir esos tres dominios estructurales principales (septentrional, central y meridional) con características bien diferenciadas tanto por la orientación de las estructuras principales como por la existencia o no de estructuras intracuencales de relevancia (Fig. 4.1).

En los cortes geológicos de los sectores septentrional y central, a partir de la geometría de las unidades superiores del relleno sedimentario y del aumento de espesor de las unidades inferiores hacia el este (hacia la falla), se ha interpretado una geometría de anticlinal de *rollover* suave. En el sector meridional este basculamiento en *rollover* es también notorio en relación con las fallas de Teruel y Conclud. En todos los casos, al acercarse hacia la falla, los flancos de estos anticlinales pierden buzamiento y localmente (especialmente en la Falla de Teruel) las capas pasan a buzarse hacia el oeste. Este buzamiento hacia la cuenca en el borde activo ha sido atribuido al efecto del arrastre friccional de las capas cerca de la falla (*drag fold*) o a un plegamiento de acomodación o de propagación por *bending*.

Por otra parte, las unidades más modernas del relleno definen, especialmente en los dominios central y septentrional de la cuenca, un amplio sinclinal asimétrico (sinclinal de bloque superior). Este estructura es especialmente visible en el mapa de contornos estructurales de la Superficie de Erosión Fundamental (SEF); la traza del pliegue sigue aproximadamente el curso del río Alfambra y la distinta separación de las isohipsas a un lado y otro de la misma refleja la asimetría del pliegue (Fig. 4.13). La zona más subsidente se localiza, por tanto, desplazada hacia el centro de la cuenca y relativamente distante del margen activo. La reconstrucción en profundidad de la cuenca, apoyada en la cartografía de superficies de erosión, indica que esa área subsidente es relativamente plana, está levemente basculada y normalmente se sitúa entre la falla principal al este y otras fallas normales antitéticas al oeste. Estas fallas antitéticas suelen desarrollarse fundamentalmente donde el buzamiento del *rollover* es ligeramente mayor (zona de deformación activa de Withjack *et al.*, 1995) y tienden a ser menos numerosas e importantes hacia el margen occidental pasivo. Este desarrollo de fallas antitéticas en el flanco del *rollover* sugiere que la acomodación de la deformación no se ha producido únicamente por *bending* sino también por una deformación frágil del bloque superior, mecanismo que contribuye asimismo a la extensión y adelgazamiento del flanco de *rollover* (Gibbs, 1984). El desarrollo de estas fallas antitéticas es también más común en las fallas de margen con geometría plana que lítrica (Faure y Chermette, 1989; Withjack *et al.*, 1995). Estas fallas varían mucho en escala, y sólo las más importantes (e.g. falla antitética de Orrios) parecen alcanzar el nivel de despegue profundo. Las fallas menores parecen estar despegadas en niveles más superficiales, probablemente en los materiales triásicos, y tendrían por tanto una geometría lítrica

más acusada, como lo sugieren los elevados basculamientos locales que se asocian a algunas de ellas.

El desarrollo en los dominios central y septentrional de fallas antitéticas de relativa importancia hace que, en detalle, para este sector de la cuenca no se pueda describir la geometría simplemente como una cuenca de *semigraben*. De hecho, cuando se ha descrito la geometría de cada dominio hemos hablado de *grabens* asimétricos. La geometría así definida por una falla principal y una o varias fallas antitéticas también ha sido denominada como *graben de compensación (compensation graben)*, y ha sido relacionada con fallas planas en las que no se ha producido mucha extensión (Faure y Chermette, 1989). En el dominio meridional, en relación con las fallas de Concud y Teruel, el incremento de buzamiento, espesor de serie y reconstrucción de la estructura son más coherentes con un anticlinal del *rollover* más simple y, por tanto, con una cuenca de tipo *semigraben*. No obstante, para el caso de la Falla de Teruel tenemos que considerar que no es la única estructura, y que junto con las fallas de La Hita, al este, pueden definir en conjunto una geometría más compleja de la cuenca definida por dos *semigrabens*.

Un aspecto pendiente en la caracterización estructural es la profundidad del nivel de despegue principal del sistema extensional. De los distintos métodos que existen para la localización del nivel de despegue, hemos empleado el método de restitución de Faure y Chermette (1989), de amplia aplicación a las estructuras extensionales. Este método está basado en la reconstrucción de la geometría de las fallas normales en profundidad a partir de la geometría deformada de un nivel usado como marcador, de la altura (regional) de dicho nivel en las zonas no deformadas por dicha estructura y del buzamiento en superficie que tiene la falla que se va a reconstruir. Esta reconstrucción ha sido realizada solo para una de las fallas principales del sistema extensional (Falla de Peralejos) y para una falla intracuencial (Falla de Teruel). El nivel empleado para la reconstrucción ha sido la Superficie de Erosión Fundamental, cuya deformación está bien caracterizada en el mapa de contornos estructural de la figura 4.13. En dicho mapa está situada la traza del corte que hemos realizado y utilizado en la reconstrucción en el primer caso; en el segundo hemos empleado el corte de la figura 4.11d. En las reconstrucciones se han utilizado varias aproximaciones que dependen de la geometría adoptada para el nivel deformado y del buzamiento escogido para la falla en superficie (que varía de 55 a 75°). En todos los casos, se ha utilizado una cizalla antitética de igual buzamiento que el escogido para la falla. En algunos casos, la geometría de la SEF ha sido simplificada para no tener en cuenta la deformación en las proximidades de la falla asociada al arrastre de las capas por la fricción. Para ello, hemos mantenido una disposición horizontal de la SEF desde el eje del sinclinal hasta la propia falla. Las reconstrucciones realizadas sitúan el nivel de despegue a una profundidad que varía, según los modelos, entre 9 y 18 km de profundidad bajo el nivel del mar y, frecuentemente, entre 11-13 km b.n.m., es decir, en la parte inferior de la corteza frágil. Una profundidad similar del nivel de despegue (11-14 km) ya había sido indicada para la fosa de Teruel por Roca y Guimerà (1992) a partir del estudio de la estructura neógena del margen oriental de Iberia. La geometría reconstruida de la falla normalmente muestra un segmento superior plano que se hace lítrico en profundidad hasta llegar al nivel de despegue.

La profundidad del nivel de despegue y la propia geometría de la falla en profundidad pueden ser probablemente aplicables para el sistema extensional de los dominios central y septentrional debido a la gran semejanza que muestra la geometría general de la cuenca y los saltos acumulados de las fallas principales. Así, la geometría de *rollover* del bloque superior en estos dominios es muy constante, extenso y con buzamiento suaves (normalmente < 15°) y cerca de la falla tiende a hacerse horizontal, y las fallas del margen activo tienen un elevado buzamiento en superficie (65-75°). Todos estos elementos y las reconstrucciones realizadas sugieren que las fallas tienen un segmento superficial plano que

posteriormente va perdiendo buzamiento hasta llegar a un nivel de despegue donde adquiere rápidamente una disposición subhorizontal. Es decir, probablemente se trata de fallas que tienen una geometría plana con dos segmentos de buzamientos bien diferentes (*two-segment planar fault* en el sentido de Faure y Chermette, 1989 o Benedicto *et al.*, 1996) más que de fallas lítricas que van perdiendo buzamiento en profundidad de una manera continua.

Atendiendo a esas reconstrucciones, el despegue de las fallas principales del sistema extensional está localizado en un nivel profundo de la corteza superior. La propia dirección N-S de la cuenca y de las estructuras principales, transversa a la directriz principal NW-SE de plegamiento de la Cordillera Ibérica, también sugiere que la estructura extensional y su nivel de despegue pueden no estar relacionados con los niveles de despegue principales de la estructuración compresiva de la cadena, fundamentalmente el zócalo paleozoico y las unidades arcillosas y yesíferas del Triásico Medio (Miembro medio de la Facies Muschelkalk) y Superior (Facies Keuper) (e.g., Álvaro *et al.*, 1979; Guimerà, 1988; Guimerà y Álvaro, 1990; Capote *et al.*, 2002). De hecho, la reconstrucción en profundidad de la estructura muestra como la geometría de *rollover* de la base de la cuenca sobrepasa en escala la de las propias estructuras del plegamiento alpino reconstruidas en las unidades mesozoicas (ver cortes geológicos en Figs. 4.2c, 4.3f, 4.5f, 4.7c,d), de modo que ésta se apoya sin mostrar variaciones en su geometría sobre varios de los pliegues NW-SE alpinos. Ahora bien, estos niveles de despegue más superficiales pueden estar controlando las estructuras extensionales intracuencales de menor escala, como son las fallas antitéticas de Villalba Baja, la zona de falla de Cuevas Labradas o las fallas de los Mansuetos. Además, en estructuras de afloramiento de menor escala hemos descrito niveles de despegue más superficiales localizados incluso en las propias unidades neógenas que rellenan la Cuenca de Teruel.

Finalmente, la estructura compleja que muestra el sector norte de la cuenca de Teruel, en variedad de estructuras y direcciones, se debe posiblemente a que muchas de las fallas principales representan la reactivación de estructuras preexistentes en el sustrato mesozoico. A partir del análisis de la fracturación a menor escala desarrollada en los materiales neógenos y en los mesozoicos del sustrato, hemos interpretado que la fracturación neoformada durante la extensión neógena, tiene una orientación media N-S. Esta orientación es asimismo la directriz media del sector norte de la cuenca y la orientación general del contacto entre el relleno neógeno y el sustrato mesozoico en el margen oriental activo. El sustrato mesozoico mostraba, en cambio, un patrón de fracturación mucho más complejo en el que se reconocían familias de fracturas en muchas direcciones. Estas familias de fracturas, especialmente las de mayor escala y orientadas más favorablemente, son las que han sido reactivadas durante la etapa extensional neógena y controlado la fisionomía final de la Cuenca de Teruel.

5. Análisis de paleoesfuerzos

5.1. Síntesis de los estudios previos de paleoesfuerzos

5.2. Nuestras aportaciones sobre paleoesfuerzos

5.3. Síntesis y discusión de resultados

5. ANÁLISIS DE PALEOESFUERZOS

Para enmarcar el sector norte de la Cuenca de Teruel en el contexto de la evolución dinámica de la Placa Ibérica se ha realizado un análisis de paleoesfuerzos en una serie de estaciones localizadas a lo largo de toda la zona de estudio, profundizando de este modo el conocimiento que se tenía del campo de esfuerzos regional a partir de trabajos anteriores. El régimen tectónico y su evolución a lo largo del Mioceno y Plioceno en el sector norte de la Fosa de Teruel han sido caracterizados a partir de datos de unas pocas estaciones aisladas, si bien es cierto que se beneficia de un buen conocimiento de los campos de esfuerzos en el contexto regional del noreste peninsular (Simón, 1982, 1983, 1984, 1989; Paricio y Simón, 1986; Simón y Paricio, 1988; Simón y Soriano, 1993; Cortés, 1999; Liesa, 2000, 2011b; Capote *et al.*, 2002; Arlegui *et al.*, 2005, 2006; Simón y Liesa, 2009; Lafuente, 2011). Nuestro propósito en este ámbito es complementar los datos ya existentes y afinar el modelo evolutivo del campo de esfuerzos especialmente en lo relativo a su cronología.

La ubicación del sector norte de la Cuenca de Teruel, tanto espacial como temporalmente, en una zona de transición entre distintos regímenes de esfuerzos permitirá comprender mejor cómo se registran los campos regionales dentro del noreste peninsular. Dado el aceptable control cronológico que se ha conseguido de los materiales, se persigue en la medida de lo posible precisar la evolución temporal de los campos de esfuerzos. De esta forma, abordaremos especialmente algunas cuestiones como el tránsito entre la compresión y la extensión, la evolución del campo extensional o su relación con los máximos de actividad tectónica.

5.1. SÍNTESIS DE LOS ESTUDIOS PREVIOS DE PALEOESFUERZOS

En la Tabla 5.1 se encuentran recogidos los estados de paleoesfuerzos que han sido inferidos en estaciones de medida localizadas en la zona de estudio o en sus proximidades y que han sido recopilados de los trabajos previos. En este apartado no vamos a realizar un análisis de los resultados recopilados sino que vamos a hacer una síntesis de las interpretaciones realizadas en esos trabajos previos y en otros trabajos de síntesis, la cual va a servir de marco en el que hacer posteriormente nuestras interpretaciones. Obviamente, los resultados de paleoesfuerzos aquí recopilados serán analizados más tarde junto con los obtenidos por nosotros para el sector norte de la Cuenca de Teruel para hacer la interpretación general sobre los campos de esfuerzos y su evolución durante el Neógeno-Cuaternario.

El campo de esfuerzos extensional ligado al *rift* mediterráneo del Neógeno-Cuaternario, bajo el que se forma la Fosa de Teruel, se instaló en la Cordillera Ibérica durante el Mioceno inferior-medio, como tránsito progresivo desde un campo compresivo tardi-orogénico de orientación promedio N-S a un campo extensional WNW-ESE de carácter triaxial y, finalmente, a un campo de extensión multidireccional con dirección dominante de σ_3 ENE-WSW (Simón, 1986, 1989). Esta situación da lugar a la superposición de dos sistemas de esfuerzos, por un lado la tensión relacionada con el *rifting* que hacia el interior de la placa Ibérica tiende a hacerse isótropa en la horizontal, y por otro la compresión intraplaca que se manifiesta ocasionalmente mediante estados de esfuerzos locales de desgarre (σ_2 vertical) y que determina en todo caso (también aunque el resultado final sea un estado extensional) la dirección preferente del esfuerzo horizontal máximo S_{Hmax} (Simón, 1989).

La orientación dominante de la compresión se desglosa, en realidad, en dos direcciones de σ_1 , NNW-SSE y NNE-SSW, que se suceden o alternan de forma irregular en toda la región a lo largo del Neógeno (Simón, 1986, 2006; Liesa, 2000; Capote *et al.*, 2002; Liesa y Simón, 2009; Ezquerro y Simón, *en prensa*). Se puede definir, por tanto, un contexto de compresión intraplaca en el que, además del campo extensional ligado al *rifting*, se combinan al menos dos sistemas de esfuerzos compresivos remotos o de primer orden (Liesa, 2000; Capote *et al.*, 2002; Liesa y Simón, 2009): (i) la compresión *Guadarrama o Bética tardía* (NNW-SSE), relacionada con la convergencia activa entre África e Iberia, y (ii) una compresión *Tardi-Pirenaica* (NNE-SSW) relacionada con la convergencia residual que permanece entre Iberia y Eurasia. De hecho, existen evidencias meso- y microestructurales (fallas de desgarre, inversas y picos estilolíticos) que indican la intervención de los esfuerzos compresivos tardiorogénicos a lo largo de todo el Mioceno superior (Paricio y Simón, 1986; Simón y Paricio, 1988; Simón, 1989; Cortés, 1999).

Por otro lado, en cuanto a los campos de esfuerzos extensionales, las direcciones primarias de σ_3 y su evolución temporal, existen varias interpretaciones, aunque de manera general todos los autores coinciden en una evolución desde un campo de esfuerzos triaxial (Mioceno superior), con trayectorias de σ_3 bien definidas de dirección WNW-ESE, a otro mutidireccional o radial (σ_1 vertical y $\sigma_2 \approx \sigma_3$; Plioceno superior-Cuaternario) con una dirección de σ_3 principal en torno a ENE-WSW (Simón, 1982, 1986, 1989; Cortés, 1999; Liesa, 2000; Capote *et al.*, 2002). Simón (1982, 1984, 1989) planteó que el *rift* del Surco de Valencia indujo una dirección de extensión neta de orientación ESE-WNW durante el Mioceno superior, que evolucionó a la extensión radial o multidireccional en el Plioceno superior-Cuaternario con un σ_3 tendente a ENE-WSW. La extensión multidireccional más reciente es consistente con el estilo de las macroestructuras, grandes domos (Javalambre y Gúdar) deformando la Superficie de Erosión Fundamental y reactivación de fallas con variada orientación, y ha sido interpretada como consecuencia del abombamiento de la corteza asociado al *rifting* en la Cordillera Ibérica oriental (Simón, 1982, 1989; Capote *et al.*, 2002). En el extremo sur de la Fosa del Jiloca, Arlegui *et al.* (2005, 2006) y Lafuente (2011) reconocen este tránsito entre una extensión triaxial para el final del Mioceno (σ_3 próximo a ESE) a una distensión radial para el periodo Plioceno superior-Cuaternario (σ_3 próximo a ENE), indicando la existencia de perturbaciones e intercambios σ_2 - σ_3 debidos a la influencia de estructuras de mayor escala, principalmente la Falla de Concud. Liesa (2011b), que estudia la fracturación postorogénica en los materiales mesozoicos de la Sierra de El Pobo, propone una dirección de σ_3 constante en torno a E-W, aunque matiza una cierta evolución desde un estado de esfuerzos triaxial con orientación E a ESE hacia un campo de carácter radial con orientación N a NNE; este autor reconoce también múltiples casos de perturbaciones e intercambios σ_2 - σ_3 debido a estructuras de mayor escala. El campo extensional plio-cuaternario con dirección primaria de σ_3 próxima a ENE y carácter multidireccional permanece vigente en la actualidad, según indican los mecanismos focales de sismos (Herráiz *et al.*, 2000).

Tabla 5.1. Estaciones de medida y estados de paleoesfuerzos recopilados de trabajos previos en la zona de estudio o en sus proximidades (se diferencian tensores extensionales y en régimen de desgarre). Para cada estación se incluye el nombre de la estación de medida original y la sigla con que se identifica en este trabajo y se representa en el mapa de la figura 5.1, las coordenadas X e Y de localización, el material (Ca-calizas, Ma-margas, Y-yesos, Lu-lutitas, Li-limos, Ar-areniscas, Co-conglomerados, Gr-gravas) y su edad, la unidad sedimentaria que representa en la cartografía Magna (CL- Fm. Cuevas Labradas, UDI-Unidad Detrítica Inferior, CI-Calizas Intermedias, P1-Páramo 1, P2-Páramo 2, R3-Rojo 3, GV-Glaciis Villafranquiense) y la unidad genética propuesta en este trabajo (TN2 a TN5). Para los estados de esfuerzos, en el mejor de los casos, se indica el azimut (de 0 a 180°) del eje de esfuerzos (σ_3 o σ_1 , según el caso), la relación R_e (Etchecopar *et al.*, 1976) y R (Bott, 1959) del elipsoide de esfuerzos y el método de inversión empleado (ET-método de Etchecopar, FSA-método FSA; yR-método del diagrama yR). Se indica asimismo la referencia usada en la recopilación. En las estaciones 3, 9, 14, 15 y 23, con dos tensores extensionales, el que aparece en segundo lugar es el más moderno atendiendo a las relaciones de corte (ver Anexo 3). Del mismo modo, el tensor compresivo de la estación 23 es más antiguo que los tensores extensionales.

Estación de medida		Coordenadas		Material	Edad material	Unidad MAGNA	Unidad Genética	Azimut eje σ_3 (o σ_1)	R_0	R	Método de análisis	Autor
Sigla	Nombre	X	Y									
Estaciones de fallas con tensores extensionales (σ_1 vertical)								σ_3				
P1	A01	661867	4470590	Ca	Turolense	P1	TN3	056	0,32	3,13	ET	Lafuente (2011)
P2	A02	661888	4470548	Ca	Turolense	P1	TN3	170	0,18	5,56	ET	Lafuente (2011)
P3	A03	661903	4470523	Ca	Turolense	P1	TN3	008	0	$\rightarrow \infty$	ET	Lafuente (2011)
P4	A04	661928	4470419	Ca	Turolense	P1	TN3	093	0,05	20,0	ET	Lafuente (2011)
P5	A05	661984	4470426	Ca	Turolense	P1	TN3	062	0,35	2,86	ET	Lafuente (2011)
P6	A06	661201	4470221	Ca + Y Ca	Vallesiense	CI	TN2	172 064	0 0,20	$\rightarrow \infty$ 5,00	ET ET	Lafuente (2011)
P7	A07	662042	4470368	Ca	Turolense	P1	TN3	099	0,03	33,3	ET	Lafuente (2011)
P8	A08	662211	4470339	Ca	Turolense	P1	TN3	036	0,03	33,3	ET	Lafuente (2011)
P9	A09	661621	4470022	Ca	Rusciniense	P2	TN4	122	0,09	11,1	ET	Lafuente (2011)
P10	A10	661663	4469924	Ca	Rusciniense	P2	TN4	098	0,08	12,5	ET	Lafuente (2011)
P11	A11	661447	4469112	Ca + Ma	Rusciniense	P2	TN4	110	0,07	14,2	ET	Lafuente (2011)
P12	A12	661882	4468510	Ca + Y	Turolense	P1	TN3	133	0,01	100	ET	Lafuente (2011)
P13	A13	661312	4468977	Ca + Y	Rusciniense	P2	TN4	138	0,16	6,25	ET	Lafuente (2011)
P14	A14	662438	4468363	Ca + Ma	Turolense	P1	TN3	126	0,05	20,0	ET	Lafuente (2011)
P15	A15	661078	4468654	Ca	Rusciniense	P2	TN4	034	0,03	33,3	ET	Lafuente (2011)
P16	A16	663053	4468219	Ca + Y	Rusciniense	P2	TN4	049	0,03	33,3	ET	Lafuente (2011)
P17	T1	661519	4466583	Ca + Ma	Vallesiense	UDI	TN2	088 000	0,10 0,12	10,0 8,3	ET ET	Lafuente (2011)
P18	4	653231	4472974	Co	Villafranchiense	GV	TN5	000			FSA	Arlegui et al. (2006)
P19	6	657728	4473332	Gr + Ar	Villafranchiense	GV	TN5	126 036			FSA FSA	Arlegui et al. (2006)
P20	7	657718	4472645	Gr + Li	Villafranchiense	GV	TN5	022			FSA	Arlegui et al. (2006)
P21	8	661805	4471587	Ca	Turolense	P1	TN3	146			FSA	Arlegui et al. (2006)
P22	10	661452	4471286	Ca	Turolense	P1	TN3	075			FSA	Arlegui et al. (2006)
P23	11	661452	4471286	Ca	Turolense	P1	TN3	071			FSA	Arlegui et al. (2006)
P24	12	661452	4471286	Ca	Turolense	P1	TN3	015			FSA	Arlegui et al. (2006)
P25	13	661452	4471286	Ca	Turolense	P1	TN3	175			FSA	Arlegui et al. (2006)
P26	14	661452	4471286	Ca	Turolense	P1	TN3	090			FSA	Arlegui et al. (2006)
P27	15	660822	4470257	Gr	Villafranchiense	R3	TN5	042			FSA	Arlegui et al. (2006)
P28	16	659316	4472974	Ca	Turolense	P1	TN3	035			FSA	Arlegui et al. (2006)
P29	17	661328	4472049	Ca	Turolense	P1	TN3	065			FSA	Arlegui et al. (2006)
P30	18	659945	4470729	Li	Villafranchiense	R3	TN5	166			FSA	Arlegui et al. (2006)
P31	6. Orrios	668712	4494100	Ca	Rusciniense	P2	TN4	056 112	0,40 0,20	2,50 5,00	ET ET	Simón (1989)
P32	12. Perales	670230	4502076	Co	Villafranchiense	GV	TN5	067			FSA	Arlegui et al. (2005)
P33	13. Villalba Alta	671947	4497718	Ca	Villafranchiense	R3	TN5	175			FSA	Arlegui et al. (2005)
P34	15. Escorihuela	672958	4487361	Co	Villafranchiense	GV	TN5	075			FSA	Arlegui et al. (2005)
P35	19. Valdecebro	671899	4469660	Co	Villafranchiense	GV	TN5	072			FSA	Arlegui et al. (2005)
P36	Pobo 3	674717	4495591	Ca	Jurásico inf.	CL		027	0,03	33,3	ET	Liesa (2011)
P37	Pobo 5	676968	4493436	Ca	Jurásico inf.	CL		120	0,50	2,00	yR	Liesa (2011)
P38	Pobo 7	675738	4487342	Ca	Jurásico inf.	CL		124 010	0,45 0,22	2,22 4,50	ET ET	Liesa (2011)
P39	Pobo 8	677388	4487342	Ca	Jurásico inf.	CL		096	0,40	2,50	yR	Liesa (2011)
P40	Pobo 9	676787	4485387	Ca	Jurásico inf.	CL		107	0,24	4,17	ET	Liesa (2011)
P41	567/06	663200	4469600	Ca	Turolense	P1	TN3	102	0,14	7,14	ET	Cortés (1999)
P42	567/07	658400	4478200	Ma + Lu	Villafranchiense			040				Cortés (1999)
	8. Caudé			Co	Villafranchiense	GV	TN5	000			FSA	Arlegui et al. (2005)
	9. Bco. del Monte			Gr + Ar	Pleist. Medio	Terraza		073			FSA	Arlegui et al. (2005)
	10. Conclud 1			Gr + Ar	Pleist. Inferior	Terraza		126 036			FSA FSA	Arlegui et al. (2005)
	11. Conclud 2			Gr + Li	Villafranchiense	GV	TN5	022			FSA	Arlegui et al. (2005)
	14. Orrios			Gr + Ar	Pleist. Medio	Terraza		175			FSA	Arlegui et al. (2005)
	16. Los Baños 1			Co	Pleist. Medio	Terraza		145			FSA	Arlegui et al. (2005)
	17. Los Baños 2			Co	Pleist. Medio	Terraza		053			FSA	Arlegui et al. (2005)
	18. Teruel			Gr + Ar	Pleist. Medio	Terraza		066			FSA	Arlegui et al. (2005)
	1			Li + Co	Villafranchiense	GV	TN5	073			FSA	Arlegui et al. (2006)
	2			Li + Co	Villafranchiense	GV	TN5	065			FSA	Arlegui et al. (2006)
	3			Co	Villafranchiense	GV	TN5	066			FSA	Arlegui et al. (2006)
	5			Gr + Li	Pleist. Medio	Terraza		073			FSA	Arlegui et al. (2006)
	9			Co	Pleist. Medio	Terraza		057			FSA	Arlegui et al. (2006)
	19			Gr + Li	Pleist. Medio	Terraza		066			FSA	Arlegui et al. (2006)
Estaciones de fallas con tensores compresivos en régimen de desgarre (σ_2 vertical)								σ_1				
P31	6. Orrios	668712	4494100	Ca	Rusciniense	P2	TN4	033 001	0,96 0,52	0,96 0,52	ET ET	Simón y Paricio (1988)

En general, no se puede afirmar que la extensión ESE del Mioceno superior se manifestara de una forma clara en el entorno de las fosas de Teruel; de hecho, existen varias evidencias de la coexistencia o alternancia de una dirección primaria de σ_3 próxima a ESE con otras direcciones cercanas a E o ENE durante todo este lapso temporal, también reconocidas en otros sectores del noreste peninsular (Cortés, 1999; Cortés *et al.*, 2000; Lafuente, 2011; Liesa, 2011). Sin embargo, sí es cierto que la extensión ENE y el carácter multidireccional (valores muy bajos de la relación de esfuerzos $R_e = (\sigma_2 - \sigma_3) / (\sigma_1 - \sigma_3)$; Simón, 1989; Cortés, 1999; Arlegui *et al.*, 2005, 2006) aparecen de una forma dominante si se consideran exclusivamente los tensores inferidos para el Plioceno superior y Cuaternario.

5.2. NUESTRAS APORTACIONES SOBRE PALEOESFUERZOS

A lo largo de toda la zona de estudio se han analizado un total de 25 estaciones de fallas empleando diversos métodos de inversión de esfuerzos (método de Etchecopar, FSA y diagrama y-R), así como 13 estaciones de lineaciones de disolución en cantos (interpretando los picos de disolución como paralelos a σ_1 de acuerdo con los criterios metodológicos propuestos por Simón, 2006). En la Tabla 5.2 se incluye, al igual que se había hecho para los datos recopilados, la información básica de las estaciones analizadas y los tensores de esfuerzos obtenidos en este trabajo.

Con la distribución de las estaciones estudiadas se ha perseguido cubrir el mayor rango espacial y temporal posible de relleno sedimentario para obtener una representatividad suficiente de todas las litologías e intervalos temporales. De esta forma, las estaciones 1, 4, 5, 6, 9, 22 y 23 se han medido sobre conglomerados, lutitas, carbonatos nodulosos, calizas y margas atribuidos al Vallesiense en las zonas de Valdecebro, Peralejos, Alfambra y Los Alcamines (Tabla 5.2). Las estaciones representativas del Turolense (7, 8, 11, 13 a 21 y 24; Tabla 5.2), debido a las condiciones de afloramiento y a la duración temporal de este piso, son las más abundantes y se encuentran localizadas a lo largo de toda la cuenca. Los materiales se corresponden predominantemente con calizas, limos carbonatados y margas, excepto en la estación 7, que se sitúa en materiales conglomeráticos. El intervalo del Rusciniense ha sido complejo de muestrear; pese al gran desarrollo espacial de los materiales que lo componen: los afloramientos no llegaban a presentar una calidad suficiente en muchos casos, localizándose buenas estaciones sólo en el área de Celadas, Peralejos y Villalba Alta. A esta edad corresponden los materiales de las estaciones 3, 10, 12 (calizas y margas) y 2 (areniscas y conglomerados) (Tabla 5.2).

Por otro lado, y como consecuencia de la naturaleza de las estructuras estudiadas, las estaciones 25 a 37 de lineaciones de disolución en cantos se han medido íntegramente sobre conglomerados (Tabla 5.2). Las estaciones 25 y 26 se localizan en el entorno de Peralejos, en materiales correspondientes al Turolense, mientras que las estaciones 27 a 37 se ubican en el cierre norte de la cuenca, en una discordancia progresiva que incluye materiales que no forman parte del relleno general de la misma, con una edad estimada desde el Aragoniense hasta el Rusciniense (Ezquerro y Simón, *en prensa*). Pese a haber sondeado múltiples afloramientos en los abundantes conglomerados existentes en la cuenca, no se han localizado más ubicaciones idóneas para trabajar este tipo de estaciones. Presumimos que el tipo de matriz de los conglomerados, normalmente lutítica, no ha favorecido el desarrollo de lineaciones que se forman precisamente por la indentación de granos de arena en la superficie de cantos solubles.

El análisis detallado de los datos medidos en cada estación, junto con las fichas individuales de cada tensor de esfuerzos obtenido, está recogido en el Anexo 3. En la mayor parte de las estaciones, las

Estación de medida		Coordenadas		Materiales	Edad material	Unidad MAGNA	Unidad genética	Azimut eje σ_3 (o σ_1)	R_e	R	n°/N	Método de análisis
N°	Nombre	X	Y									
Estaciones de fallas con tensores extensionales (σ_1 vertical)								CR	σ_3			
1	Alcamines río	673795	4500189	Lu + Ar	Vallesiense	UDI	?	086	0,58	1,72	11/17	ET
2	Villalba Alta macroestación	673265	4498417	Lu + Co	Rusciniense sup.	UDI	TN5	087	0	∞	20/36	FSA
3	Villalba Alta granja	672271	4498208	Ca + Ma	Rusciniense sup.	P2	TN4	(1) 125 (2) 089	0	∞	25/35 26/35	ET ET
5	Corral del Majano	662718	4490981	Co	Vallesiense	UDI	TN1	135	0	∞	16/21	FSA
6	Corrales de Cabigordo	663273	4487905	Lu + Co	Vallesiense	UDI	TN1	062	0	∞	7/14	FSA
7	Bco. Hondo	671492	4484088	Co	Turoliense inf.	UDI	TN4	124	0,05	20,00	12/12	FSA
8	Muela umbria norte	665827	4488356	Ca	Turoliense	P1	TN3	121	0,07	14,29	15/21	ET
9	Peralejos merendero	666871	4483058	Ma	Vallesiense	KI	TN2	(1) 176 (2) 095	0,07	14,29	10/28 26/28	ET ET
10	Venta Alta	666070	4483597	Ca	Rusciniense inf.	P2	TN4	040	0	∞	14/17	ET
11	Cueva Tinajo	668321	4483983	Ca	Turoliense	P1	TN3	016	0,03	33,33	22/27	ET
12	Cañamaria	666953	4480493	Ca	Rusciniense inf.	P2	TN4	111	0,05	20,00	25/27	ET
13	Sta. Quiteria afluente	663772	4479859	Ca + Ma	Rusciniense inf.	P2	TN4	085	0,15	6,67	16/18	ET
14	Sta. Quiteria calizas	663762	4479949	Ca	Turoliense sup.	R2	TN4	(1) 136 (2) 085	0,04	25,00	15/25 14/25	ET ET
15	Sta. Quiteria margas	663762	4479949	Ma	Turoliense sup.	R2	TN4	(1) 178 (2) 034	0,12	8,33	17/20 7/9	FSA ET
16	Bco. de los Chopos	663643	4478853	Ca + Ma	Turoliense sup.	R2	TN4	090	0,04	25,00	9/15	FSA
17	Villalba Baja delta IV	663390	4477501	LiCa	Turoliense sup.	R2	TN4	058	0	∞	8/14	FSA
18	Villalba Baja delta III	663385	4477496	LiCa	Turoliense sup.	R2	TN4	038	0	∞	16/21	FSA
19	Villalba Baja delta II	663362	4477480	LiCa	Turoliense sup.	R2	TN4	019			4/4	FC
20	Villalba Baja delta I	663334	4477442	LiCa	Turoliense sup.	R2	TN4	025	0,05	20,00	21/29	FSA
21	Villalba Baja rio	663195	4476871	LiCa	Turoliense	P1	TN2	046	0,02	50,00	27/34	FSA
22	Mas de la Casa Baja	672446	4471615	Co	Vallesiense	UDI	?	121	0	∞	8/17	FSA
23	Valdecebro Talud	664431	4469654	Lu	Vallesiense	UDI	TN1	(2) 087 (3) 058	0,33	3,03	6/10 24/41	ET FSA
24	Cuevas de las Tres Puertas	661796	4468275	Ca + Y	Turoliense	P1	TN3	058	0,17	5,88	17/23	ET
Estaciones de fallas con tensores compresivos en régimen de desgarre (σ_1 horizontal)								σ_1				
4	Castillo de Alfambra	666125	4490261	Pal	Vallesiense	UDI	TN3	027	0,74	0,74	6/11	FSA
23	Valdecebro Talud	664431	4469654	Lu	Vallesiense	UDI	TN1	(1) 166	0,86	0,86	12/17	ET
Estaciones con σ_1 obtenido a partir de lineaciones de disolución (σ_1 horizontal o vertical)												
25	Peralejos Altarejos	669885	4482093	Co	Turoliense	UDI	TN4	(a) vertical			14/14	LdD
26	Peralejos Bco. del Peral	669650	4482084	Co	Turoliense	UDI	TN3	(a) vertical			12/12	LdD
27	Discordancia Alcamines	673839	4500921	Co	Rusciniense	UDI	TN5	(a) vertical			8/8	LdD
28	Discordancia Alcamines II	673860	4500954	Co	Valles.-Turo.	18	?	(a) 178 (a) vertical			6/8 2/8	LdD LdD
29	Discordancia Alcamines III	673848	4500980	Co	Valles.-Turo.	18	?	(a) 032 (p) vertical			9/11 2/11	LdD LdD
30	Discordancia Alcamines IV	673850	4501040	Co	Valles.-Turo.	18	?	(a) vertical (p) 176			3/7 4/7	LdD LdD
31	Discordancia Alcamines V	673818	4501003	Co	Rusciniense	UDI	TN5	(p) vertical			12/12	LdD
32	Discordancia Alcamines VI	673798	4501036	Co	Rusciniense	UDI	TN5	(p) vertical			7/7	LdD
33	Discordancia Alcamines VII	673857	4501216	Co	Aragon.-Valles.	18	?	(a) 027 (a) 168			2/10 8/10	LdD LdD
34	Discordancia Alcamines VIII	673884	4501253	Co	Aragon.-Valles.	18	?	(a) 176			7/7	LdD
35	Discordancia Alcamines IX	673909	4501322	Co	Aragon.-Valles.	18	?	(a) 004			12/12	LdD
36	Discordancia Alcamines X	673917	4501337	Co	Aragon.-Valles.	18	?	(a) 001			24/24	LdD
37	Discordancia Alcamines XI	673852	4501401	Co	Aragon.-Valles.	18	?	(a) 014			5/5	LdD

Tabla 5.2. Estaciones de medida y estados de paleoesfuerzos obtenidos en este trabajo en el sector norte de la Cuenca de Teruel; se diferencian los tensores extensionales y en régimen de desgarre obtenidos a partir del análisis de fallas y los obtenidos a partir del análisis de lineaciones de disolución en cantos. Para cada estación se incluye el nombre y número (ver figura 5.1), las coordenadas X e Y de localización, el material y su edad, la unidad sedimentaria en la cartografía Magna (UDI–Unidad Detrítica Inferior, CI–Calizas Intermedias, P1–Páramo 1, R2–Rojo 2, P2–Páramo 2, R3–Rojo 3, 18–Unidad 18) y la unidad genética propuesta en este trabajo (TN1 a TN5). Para los estados de esfuerzos, en el mejor de los casos, se indica el azimut (de 0 a 180°) del eje de esfuerzos (σ_3 o σ_1 , según el caso), la relación R_e (Etchecopar *et al.*, 1976) y R (Bott, 1959) del elipsoide de esfuerzos y el método de inversión empleado (ET–método de Etchecopar, FSA–método FSA; yR–método del diagrama yR, FC–modelo de Anderson de fallas conjugadas, LdD–Lineación de disolución). La cronología relativa (CR) entre estados de esfuerzos obtenidos de fallas en una misma estación está indicada por el número entre paréntesis que aparece junto al azimut del esfuerzo principal (1, 2 y 3, de más antiguo a más moderno). Para el caso de las lineaciones de disolución (a) y (p) significa que el estado de paleoesfuerzos es anterior o posterior, respectivamente, al basculamiento de las capas.

capas donde se midieron las fallas estaban subhorizontales o presentaban un suave buzamiento y/o los tensores obtenidos tenían uno de sus ejes próximo a la vertical, por lo que no fue necesario la corrección de los resultados mediante la restitución de las capas a la horizontal. La Figura 5.1 ofrece una imagen general de los resultados del análisis de paleoesfuerzos en el sector norte de la Cuenca de Teruel. En ella se incluyen, en su localización correspondiente, la orientación de los ejes principales de esfuerzos

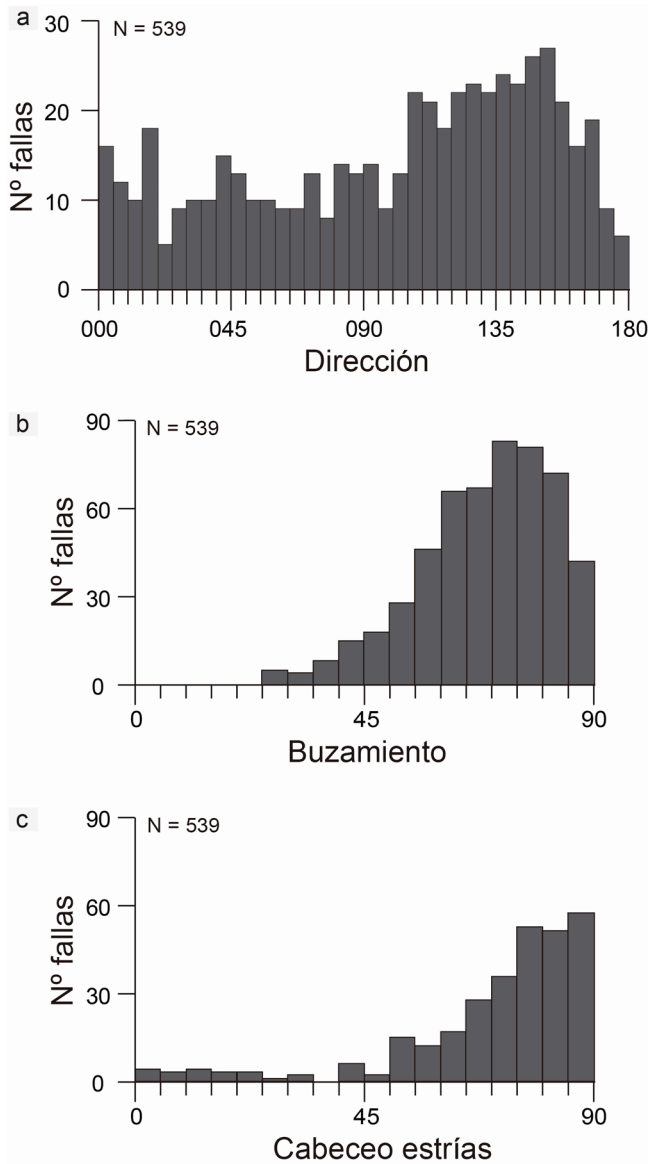


Fig. 5.2. Histogramas de frecuencias de (a) direcciones, (b) buzamientos y (c) cabeceos de estrías de las fallas medidas en afloramiento.

obtenidos y, rodeando el mapa, los estereogramas de fallas y lineaciones de cantos a partir de los cuales se han interpretado. Asimismo, se han incluido los tensores previamente calculados por Simón y Paricio (1988), Simón (1989), Cortés (1999), Arlegui *et al.* (2005, 2006), Lafuente (2011) y Liesa (2011), con la finalidad de tener una visión conjunta en todo momento de los estados de esfuerzos interpretados para el Mioceno superior-Cuaternario. En los dos subapartados siguientes vamos a realizar una presentación de los estados de paleoesfuerzos obtenidos, diferenciando por el tipo de datos (fallas o lineaciones de disolución) a partir de los cuales fueron inferidos.

5.2.1. Resultados de las estaciones de fallas

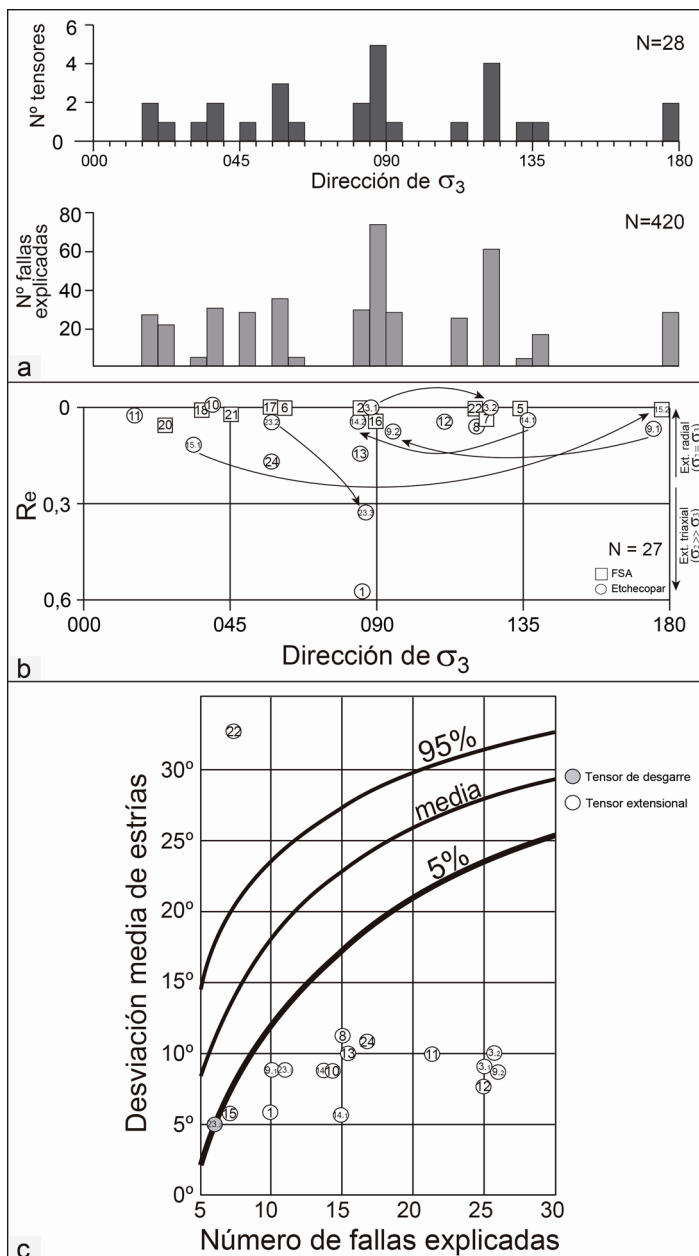
Las 25 nuevas estaciones de fallas incluyen 539 datos de planos, muchos de ellos (60%) con estrías bien desarrolladas; incluyen fallas de pequeña escala con desplazamientos centimétricos hasta fallas de mediana escala con desplazamientos métricos. El sentido de movimiento ha sido determinado por la observación directa de marcadores estratigráficos desplazados o por la presencia de indicadores cinemáticos (escalones de recristalización, escalones de Riedel y superficies rugosas/pulidas).

Las orientaciones de las fallas muestran bastante variabilidad, pero entre ellas destaca el predominio de direcciones próximas a NW-SE con un rango comprendido entre 105 y 170 (Fig. 5.2a). Un máximo secundario, con un desarrollo menor pero suficientemente significativo, engloba las direcciones próximas a N-S, comprendidas entre 000 y 020. Existen otros dos máximos relativos de direcciones, en torno a 045 y 090, respectivamente, cuya frecuencia supera claramente el valor de fondo pero no llegan al nivel de representatividad de los anteriores. Hay afloramientos con una única dirección de fallas (estaciones 18, 19, 20, 21, 22, 23 y 24), pero que generalmente está formada por dos familias con buzamientos contrarios que forman un sistema conjugado de fallas normales (Fig. 5.1). La mayoría, sin embargo, incluyen al menos dos familias de fallas de direcciones perpendiculares entre sí (1, 6, 9, 17 y 15), oblicuas (2, 13, 16), o de geometría más compleja (3, 4, 5, 7, 8, 10, 11, 12, 14 y 15) (Fig. 5.1). Las fallas presentan buzamientos en su mayoría superiores a 45° y tienen un buzamiento medio de 68° (Fig. 5.2b); se exceptúa la estación 4, donde los buzamientos no superan los 35° (Fig. 5.1). Los cabeceos de las estrías son elevados (normalmente > 45°) y con componente normal, presentan un cabeceo medio de 71°, pero aproximadamente la mitad de ellos están por encima de 80° (Fig. 5.2c). En las estaciones 1, 22 y 23,

no obstante, se han reconocido cabeceos inferiores a 45°, por tanto con una componente principal de desgarre, dextral o sinistral (Fig. 5.1).

Algunas superficies de falla tienen dos (excepcionalmente tres) estriaciones diferentes en las que la primera de las familias generalmente presenta cabeceos más bajos que la segunda, la cual siempre tiene un elevado cabeceo (próximo a 90°) y componente de movimiento normal. En algunas estaciones (3, 9, 14, 15 y 23) se han calculado dos o tres tensores de esfuerzos y se han ordenado cronológicamente teniendo en cuenta las relaciones de corte entre estrías, el carácter temprano o tardío de las estructuras o la relación de los ejes de esfuerzos con la orientación de la estratificación (tensor pre- o post-basculamiento) (Tabla 5.2 y Anexo 3).

El análisis poblacional de fallas ha permitido diferenciar 28 tensores extensionales y 2 tensores compresivos para el conjunto de las estaciones analizadas (Tabla 5.2 y Fig. 5.3). Los estados de esfuerzos compresivos se han registrado de una forma prácticamente residual en dos estaciones de edad Vallesiense (Fig. 5.1). En la primera de ellas (estación 23) ha sido inferido un tensor con σ_1 en dirección 166, mientras que la segunda (estación 4) presenta una dirección de σ_1 027. Ambos tensores representan un régimen de desgarre próximo a la extensión uniaxial (R es 0,74 y 0,86, respectivamente).



En cuanto a las direcciones de σ_3 de los 28 estados de esfuerzos extensionales se reconocen dos agrupamientos claros en torno a 090 (080-095), el principal, y 120 (110-140), el secundario, un tercero peor definido en torno a 045 (015-065) y otro minoritario N-S (Fig. 5.3a,b). Todos los tensores desviatorios extensionales, excepto dos (estaciones 1 y 23), presentan valores bajos ($< 0,3$) de $R_e = (\sigma_2 - \sigma_3) / (\sigma_1 - \sigma_2)$, en la mayoría de los casos inferiores a 0,1, es decir, próximos a la extensión radial (Fig. 5.3b). La dirección de los dos tensores extensionales con carácter más uniaxial (R de 0,58 y 0,33) caen dentro del agrupamiento principal (direcciones 086 y 087, respectivamente), el cual gana peso relativo

Fig. 5.3. Resultados del análisis poblacional de fallas. **(a)** Histograma de frecuencias de las direcciones de σ_3 de los 28 estados de esfuerzos extensionales interpretados. **(b)** Gráfico de direcciones de σ_3 de los 27 tensores extensionales frente a la relación R_e de esfuerzos ($R_e = (\sigma_2 - \sigma_3) / (\sigma_1 - \sigma_2)$) de Etchecopar *et al.* (1981). **(c)** Aplicación del test de significancia de Orife y Lisle (2005) a los tensores (extensionales y de desgarre) obtenidos con el método de Etchecopar. Las curvas muestran los porcentajes de muestras aleatorias de determinado tamaño que dan soluciones con desviaciones medias entre estrías reales y teóricas inferiores a un valor dado. La curva del 5% representa el límite hasta el cual los tensores solución se consideran estadísticamente significativos. Los números incluidos en los símbolos en (b) y (c) representan el tensor solución: hacen referencia al número de estación y, si es el caso, al número de solución (atendiendo a su cronología) en una estación.

cuando se tiene en cuenta el número de fallas explicadas por cada solución (Fig. 5.3a). Los tensores obtenidos mediante el método de Etchecopar, con la excepción de uno en la estación 22, han superado el test de significancia para los tensores desviatorios de esfuerzos (Fig. 5.3c). Este test mide la calidad de los resultados y prescribe, como criterio de admisión, una probabilidad menor del 5% de que el resultado sea producto del azar (Orife y Lisle, 2005). Por este motivo, este tensor no será tenido en cuenta en la interpretación general. La desviación media entre estrías teóricas y reales se encuentra entre 5 y 12°, siendo menos fiable (explica menos de 10 fallas) el tensor de la estación 15 (Fig. 5.3c). El tensor de Etchecopar de la estación 22, que se encuentra fuera del rango de significancia, tiene en su contra el escaso número de planos estriados que presenta; sin embargo, al incorporar los datos de planos no estriados, el método FSA sí permitió obtener un tensor fiable (Tabla 5.2; ver Estación 22 en Anexo 3).

Además de la existencia de dos tensores con σ_1 horizontal, ya indicados, destacan tres aspectos principales que deben ser analizados, relacionados, respectivamente, con (i) las orientaciones mayoritarias de σ_3 y sus distribuciones espaciales en la zona de estudio, (ii) la cronología relativa entre los tensores, y (iii) las variaciones espaciales en las direcciones producidas por estructuras de orden mayor. Para profundizar en este análisis se han distinguido los estados de paleoesfuerzos atendiendo a la edad Vallesiense, Turolense o Rusciniense de los materiales (Fig. 5.4). Esto no implica que los estados de paleoesfuerzos tengan necesariamente la edad de los materiales en los que han sido interpretados. Obviamente, dichos tensores podrían ser más modernos que los materiales, y tanto más cuanto dichos tensores sean los segundos o tercer tensores (desde el punto de vista cronológico) obtenidos en esa misma estación.

Dos de los máximos de direcciones de σ_3 que se distinguen en la Figura 5.4 se pueden reconocer en los tres intervalos temporales diferenciados, por lo que no podemos establecer ninguna pauta de evolución del campo de esfuerzos en el Mioceno superior – Plioceno inferior. El primero de ellos se corresponde con el máximo con mayor peso estadístico, de direcciones próximas a E-W (comprendidas entre 080-095). Esta dirección de extensión muestra una amplia distribución en toda la zona de estudio, tanto en los dominios septentrional (estaciones 1 a 3), central (9, 13, 14 y 16) y meridional (23), independientemente de la orientación de las macroestructuras principales en cada sector (Fig. 5.1). El segundo máximo se corresponde con σ_3 en torno a ESE-WNW (muy concentrada en la dirección 125) y ha sido registrada especialmente en el dominio central de la cuenca (sector de fallas NNE-SSW de Tortajada-Peralejos), donde se distribuye ampliamente (estaciones 5, 7, 8, 12, 14 y 22), y fuera de este sector, en Villalba Alta (estación 3) (Fig. 5.1). La inhomogénea distribución de esta dirección de extensión y su orientación subperpendicular a las fallas principales en este sector de la cuenca sugieren que puede tratarse de una reorientación del esfuerzo principal E-W de modo que éste tiende a disponerse perpendicular a dichas estructuras, similar a lo propuesto por Liesa (2000, 2011) en la Sierra del Pobo. Queremos hacer notar que es asimismo paralela al basculamiento de las capas hacia el ESE asociado con el pliegue de *rollover* desarrollado en el bloque superior de las fallas principales, por lo que esta dirección de extensión pudo estar también controlada por una extensión local asociada al *bending*, especialmente en las zonas más alejadas de dichas fallas.

Aparte de estos dos máximos que aparecen en todos los materiales, destacan dos únicas direcciones de extensión N-S (una en el Vallesiense y otra en el Turolense) y, sobre todo, la notoria dispersión de las direcciones de extensión NE, en el rango NNE-ENE (015-065), tanto entre las distintas edades de materiales como, especialmente, en los de edad Turolense (Fig. 5.4). Con respecto a las primeras, las dos direcciones de extensión N-S, de carácter próximo a radial ($R_e \approx 0,1$), se sitúan en dos estaciones próximas (9 y 15) en el dominio central de la cuenca y en una de ellas también existe un tensor

con extensión E-W (σ_3 095, Est. 9). El poco desarrollo de la dirección de extensión N-S, su carácter próximo a radial y su orientación perpendicular a la dirección de extensión principal E-W sugieren que estos estados de paleoesfuerzos pueden ser el resultado del intercambio de los ejes σ_2 y σ_3 .

Con respecto a las direcciones de extensión en torno a NE, estas aparecen mayoritariamente en el dominio central de la cuenca (estaciones 6, 10, 11, 15, 17, 18, 19, 20 y 21) y también en el meridional (estaciones 23 y 24) (Tabla 5.2). Hay que destacar que esta dirección de extensión sigue aproximadamente la dirección que tienen las fallas mayores que determinan la estructura principal (como es el caso de las fallas de Tortajada-Peralejos en el dominio central) o de una familia de fallas bien representada en el entorno de la estación (como ocurre en el dominio meridional) (Fig. 5.1). Esta relación, sugiere que esta dirección de extensión pueda representar también trayectorias desviadas del campo regional. Varios de estos tensores registrados en materiales del Turoliense de la parte central de la cuenca (entorno de Villalba Baja) presentan, además, direcciones de extensión algo diferentes en estaciones muy próximas (estaciones 20, 19, 18 y 17). Así, en pocos centenares de metros se registran direcciones de extensión 025, 019, 038 y 058, respectivamente, que muestran un giro horario conforme nos desplazamos hacia el NE, al acercarse a una falla mayor de orientación NW-SE en el afloramiento (Fig. 5.1). Estas direcciones NE-SW de σ_3 , que tienden a hacerse perpendiculares a la falla, han de ser consideradas por

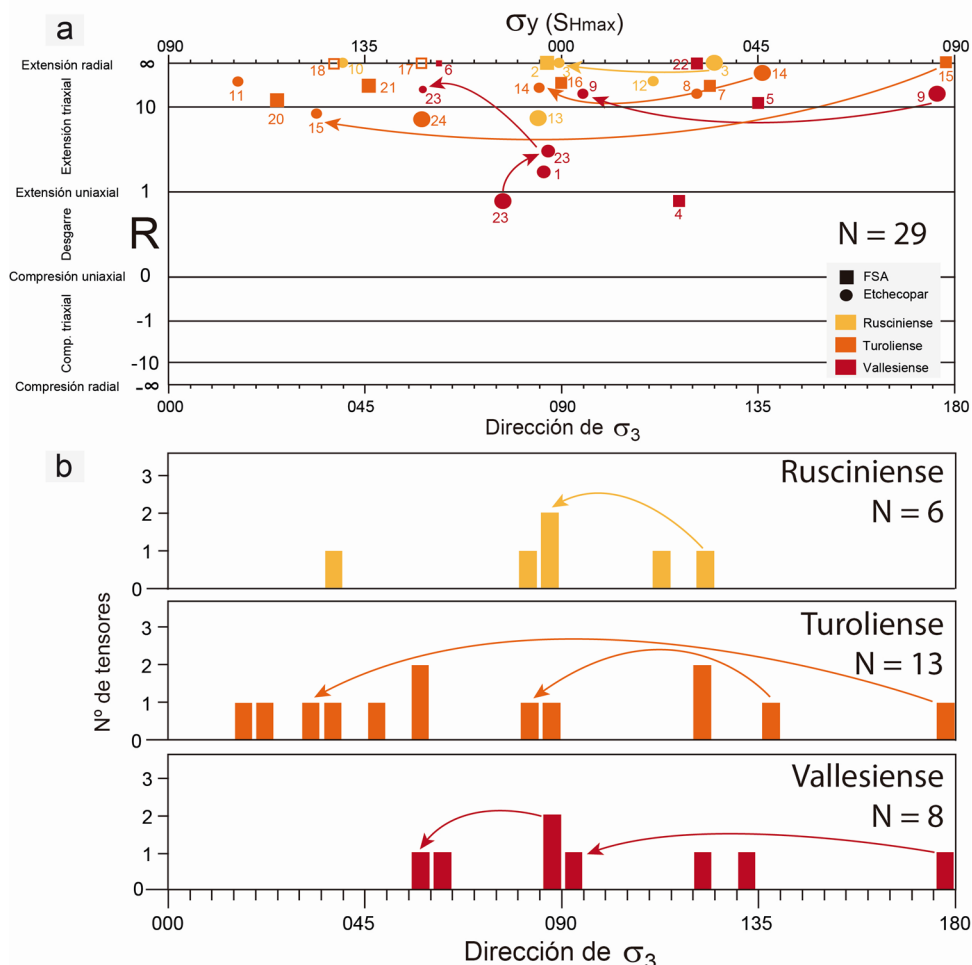


Fig. 5.4. Análisis de los estados de paleoesfuerzos teniendo en cuenta la edad de los materiales. **(a)** Diagrama y-R y σ_3 -R de los tensores inferidos para el sector norte de Cuenca de Teruel considerando la relación $R = (\sigma_z - \sigma_x) / (\sigma_y - \sigma_x)$ de Bott (1959). Los colores indican la edad de los materiales de cada estación. El tamaño de los símbolos representa su contemporaneidad con la edad de los depósitos en los que se ha calculado el tensor; así un tamaño mayor indica una edad casi idéntica a la de los materiales, mientras que un menor tamaño es representativo de mayor diacronía. Símbolos rellenos: resultados de calidad alta; símbolos huecos resultados de calidad baja. Las flechas indican la relación cronológica establecida entre los distintos tensores en una misma estación. **(b)** Histogramas de frecuencias de las direcciones de σ_3 inferidas para cada uno de los intervalos temporales estudiados. Los tensores compresivos no han sido incluidos en los histogramas de frecuencias.

tanto como direcciones perturbadas. En ese sector de la cuenca, como se ha dicho, las estaciones 6, 10, 15 y 21 (la tercera con fallas de tipo hidrolástico, es decir, que afectan a sedimentos no completamente consolidados) registran direcciones de σ_3 próximas a NE-SW (Fig. 5.1), por lo que pueden representar la misma perturbación. Por otra parte, los tensores NE-SW a ENE-WSW inferidos en las estaciones 23 y 24 (σ_3 058) podrían estar registrando un giro antihorario de la dirección de extensión principal E-W. Dicha perturbación estaría probablemente relacionada con fallas de orientación NE-SW, existente en gran número en este sector de la cuenca, de modo que la dirección de extensión se hace paralela a las mismas (Fig. 5.1). Ambos tipos de perturbaciones son probablemente responsables de la gran dispersión de las direcciones de extensión reconocida para el máximo en torno a NE (Fig. 5.4).

En las estaciones estudiadas hemos podido establecer seis relaciones cronológicas entre distintos estados de paleoesfuerzos. El caso en el que la cronología relativa entre tensores es más completa (estación 23) muestra la superposición de estrías con componente normal sobre otras direccionales, que indica un tránsito desde un estado de esfuerzos de desgarre, próximo a la extensión uniaxial con σ_1 SSE (166) a otro extensional, de carácter triaxial ($R_e = 0,33$), con σ_3 E-W (087). Posteriormente, en esta estación se registra un tercer estado de esfuerzos, representado por múltiples fallas sin estrías que desplazan a las estructuras anteriores, y que muestra una orientación de σ_3 ENE (058) y régimen tendente a extensión radial ($R_e = 0,03$) (Fig. 5.4). El resto de relaciones cronológicas se establecen entre estados de esfuerzos de carácter próximo a radial ($R_e < 0,01$) y muestran una tendencia marcada al tránsito desde un tensor inicial de extensión WNW-ESE a NW-SE (125 y 136; estaciones 3 y 14, respectivamente) o N-S (176; estación 9) a un tensor de extensión con σ_3 E-W (089, 085 y 095, respectivamente) (Fig. 5.4). Esta pauta aparece reflejada independientemente de la edad de los materiales (Fig. 5.4b). Una última relación cronológica (estación 15) muestra el paso de un tensor de extensión prácticamente N-S (178) a otro NNE (034) (Fig. 5.4).

Con todo lo expuesto hasta el momento podemos establecer las siguientes consideraciones generales: i) hay un tránsito desde una compresión próxima a N-S, en régimen de desgarre (próximo a la extensión uniaxial), a una extensión con σ_3 E-W primero de carácter triaxial y luego más radial; ii) la dirección de extensión principal en torno a E-W probablemente representa la dirección del campo de esfuerzos primario o remoto; iii) las direcciones principales ESE-WNW y en torno a NE representan probablemente orientaciones perturbadas del eje σ_3 de modo que éste tiende a disponerse perpendicular o paralelo, respectivamente, a las fallas principales NNE-SSW, fenómeno que tiene lugar especialmente en el dominio central de la cuenca y posiblemente controlado por el basculamiento asociado al pliegue de *rollover*; iv) la gran variedad de direcciones en torno a NE registrada se asocia a desviaciones de menor escala, y v) las direcciones de extensión N-S probablemente estén registrando el intercambio de los ejes σ_2 y σ_3 del campo de esfuerzos principal.

5.2.2. Resultados de estaciones de lineaciones de disolución

Se han analizado un total de 143 lineaciones de disolución en cantos distribuidos en dos áreas muy concretas de la cuenca. En el extremo norte, unos 6 km al NNE de la localidad de Villalba Alta (Fig. 5.1), se ha estudiado una transversal N-S compuesta por 11 estaciones a lo largo de una discordancia progresiva en el Barranco de Los Alcamines (Fig. 5.5). Por las implicaciones locales y regionales que conlleva en el tránsito entre los regímenes de esfuerzos compresivo y distensivo, este afloramiento ha sido estudiado en detalle (Ezquerro y Simón, *en prensa*) y aquí también se le dará trato especial. En la parte media del área de estudio, aproximadamente 4 km al ESE de la localidad de Peralejos (Fig. 5.1), se han

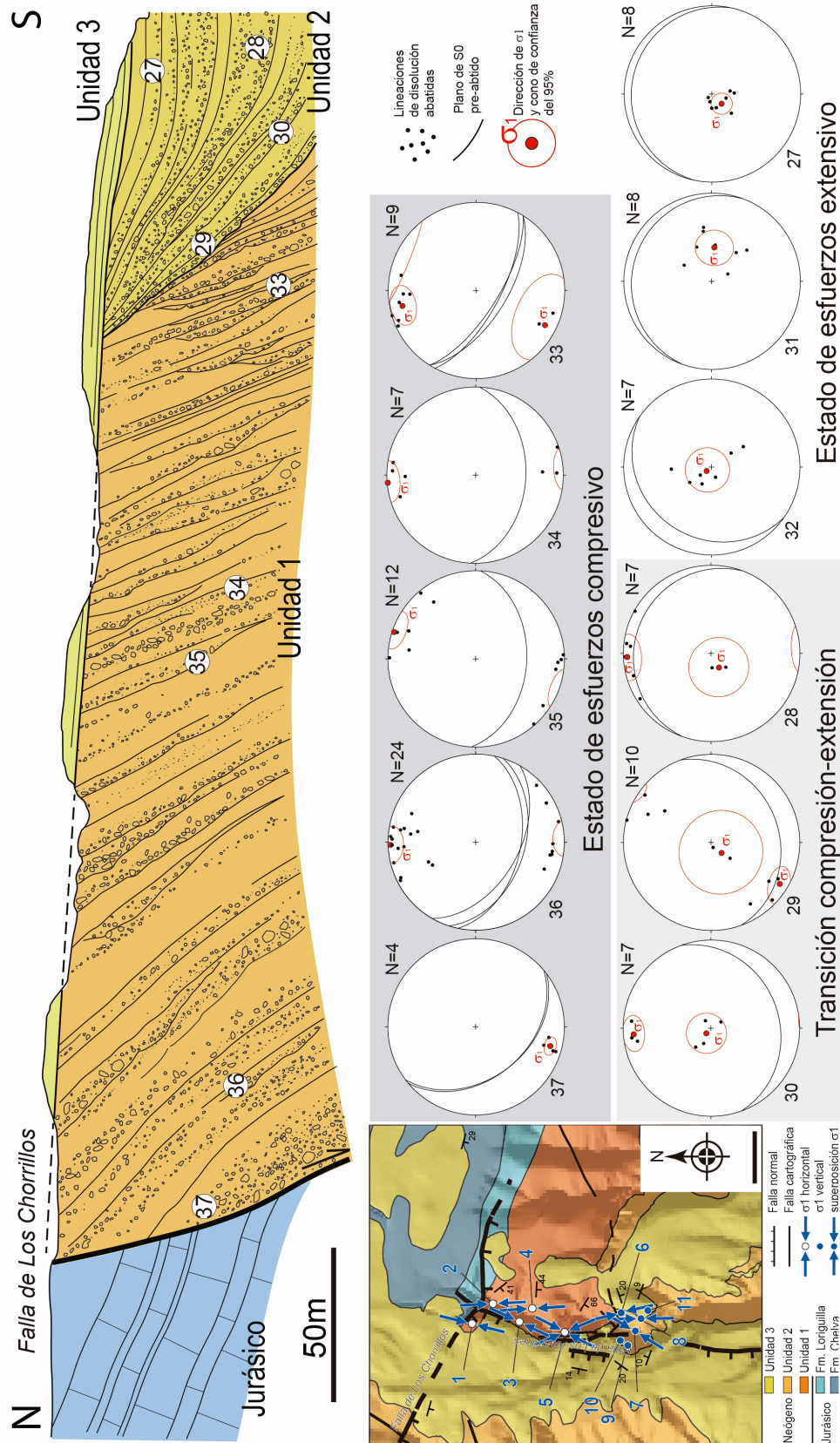


Fig. 5.5. Corte esquemático de la transversal estudiada en la margen izquierda del Bco. de los Alcamines (escala aproximada) con la posición y estereogramas de las estaciones de lineaciones de disolución estudiadas. Los estereogramas (proyección equiareal, hemisferio inferior) muestran los datos y resultados del análisis en cada una de las estaciones: ciclográficas de planos de estratificación, lineaciones de disolución en cantos, orientación media (equivalente a la posición óptima del eje σ_1) y cono de confianza del 95% de cada muestra o submuestra. A fin de que sean comparables entre sí, los estereogramas reflejan la orientación original de las lineaciones (obtenida, en la mayoría de los casos, por abatimiento de la estratificación) y del eje σ_1 inferido de ellas. Las estaciones 31 y 32 se encuentran, en la margen derecha del barranco, fuera del esquema.

estudiado dos estaciones en el Barranco del Peral cercanas a la Falla del Pobo.

Discordancia del Barranco de los Alcamines

El afloramiento donde se localizan la mayoría de las estaciones de lineaciones de disolución se corresponde con un conjunto conglomerático en aparente continuidad sedimentaria, pero que dibuja una espectacular discordancia progresiva en la que los buzamientos van atenuándose desde 60-70° en la parte inferior hasta ser casi horizontales en la superior (Fig. 5.5). En la cartografía geológica MAGNA (Godoy *et al.*, 1983a) estos materiales se atribuyen al Oligoceno (ajenos, por tanto, al relleno neógeno de la cuenca).

Vista en su conjunto, la estructura muestra todos los elementos de una discordancia sintectónica: relación de discordancia angular en el sector norte, abanico de capas en el sector central y aparente concordancia hacia sur (Fig. 5.5). Aunque el abanico de capas es bastante continuo, en él pueden reconocerse algunas discordancias discretas de muy bajo ángulo. Una de ellas, junto con la propia discordancia angular, permite dividir la serie en tres unidades (1, 2 y 3 en la Fig. 5.5). La unidad 1 es bastante potente, sin cambios de espesor aparentes y con un buzamiento elevado al SW. La unidad 2 se dispone sobre la anterior mediante una suave discordancia angular, y muestra un abanico de capas abierto hacia el sur, con aumentos de espesor en la misma dirección. La unidad 3 tiene un buzamiento mucho más suave y está en aparente continuidad con el techo de la unidad 2, pero hacia el N se apoya en discordancia angular sobre las unidades 2 y 1. No es posible evaluar los lapsos temporales que representan dichas discordancias, pero su carácter local dentro de la sucesión sugiere que las lagunas estratigráficas serían breves. Esta sucesión sedimentaria, especialmente las unidades 2 (parte alta) y 3, parece que enlaza sin interrupción con el relleno neógeno de la Cuenca de Teruel, e incluso corresponde en parte con alguno de sus tramos inferiores, aunque carece de datación y solo cerca del techo puede correlacionarse físicamente con las unidades mio-pliocenas más altas. A partir de ello, atribuimos a la unidad 1 una edad Aragoniense-Vallesiense, a la parte inferior de la unidad 2 una edad Vallesiense-Turolense y a la parte alta de la unidad 2 y a la unidad 3 una edad Rusciniense.

El eje de rotación del abanico de capas se orienta aproximadamente horizontal en dirección N 130° E (E1 en el estereograma de la Fig. 4.10). Ello permite atribuir su origen a una macroestructura de ese rumbo cuya activación sinsedimentaria mantuvo un hundimiento continuo de su bloque meridional y producir la deformación atenuada en el tiempo que se expresa en esa discordancia. El movimiento de la falla de Los Chorrillos aflora al norte, cerca de la cabecera del barranco (Fig. 5.5), sólo podría explicar una parte pequeña de dicha deformación, la producida en los estadios extensionales tardíos. El grueso del basculamiento habría ocurrido bajo el régimen compresivo anterior y sólo podría explicarse por la actuación de una estructura contractiva que no ha podido ser caracterizada.

En el Anexo 3 (fichas 27 a 37) se encuentran representadas en proyección estereográfica las lineaciones de disolución en cantos y los planos de estratificación medidos en cada estación. En muchos casos, las orientaciones de las lineaciones de disolución se hallan contenidas aproximadamente en el plano de estratificación o bien son subperpendiculares al mismo. Esto ha sido interpretado considerando que se trataba de lineaciones que han sido posteriormente basculadas junto con las capas, de modo que las primeras se identifican con estados de esfuerzos compresivos (eje σ_1 horizontal) y las segundas con esfuerzos extensionales (eje σ_1 vertical), en ambos casos actuando sobre capas inicialmente subhorizontales. En estos casos, por tanto, se procedió al abatimiento de los datos para obtener la orientación media de las lineaciones de disolución y el cono de confianza del 95% de cada muestra o

submuestra.

Para que los estereogramas sean comparables entre sí, en las figura 5.1 y 5.5 (estereogramas 27 a 37) hemos creído conveniente mostrar la orientación de las lineaciones de disolución en su posición original (es decir, están abatidas cuando se han considerado que eran pre-basculamiento). En la Figura 5.5 se encuentran representados, además, la orientación de las capas y la orientación media de cada muestra o submuestra de lineaciones de disolución y su cono de confianza del 95%. En siete de las estaciones las muestras pueden definirse como 'monofásicas' (27, 28, 29, 34, 35, 36 y 37), y en las cuatro restantes como 'bifásicas' (30, 31, 32 y 33). En la Tabla 5.2 se recoge, para cada estación, la orientación media de las direcciones de lineaciones de disolución, interpretada como la orientación óptima del eje de esfuerzos σ_1 , y también el carácter pre- o post-baculamiento del mismo.

La distribución de las direcciones de lineaciones registradas a lo largo de la sucesión estratigráfica muestra claramente cómo en las estaciones de la parte inferior (33 a 37, unidad 1, Aragoniense-Vallesiense) se registran sólo lineaciones horizontales (Fig. 5.5). En las estaciones intermedias (28 a 30, unidad 2, Vallesiense-Turoliense), aunque persisten algunos lineamientos horizontales cerca de su base, dominan los de carácter vertical; en las tres estaciones más altas éstos se registran con carácter monofásico (27, 31 y 32, unidad 2, Rusciniense). Finalmente, en la unidad 3 (Rusciniense) no se han encontrado lineaciones, probablemente debido a que su litología (brechas intensamente pedogenizadas soportadas por cemento carbonatado y muy poca matriz arenosa) no es propicia para que actúe el proceso de presión-disolución.

Se puede inferir que la compresión horizontal dominante se orienta próxima a N-S, con ligeras desviaciones a NNW-SSE y NNE-SSW, mientras que la dirección de σ_3 no es posible acotarla en aquellas estaciones donde se interpreta un estado de esfuerzos extensional. Una estación de fallas ubicada en esta zona ha proporcionado una solución satisfactoria en forma de tensor extensional con σ_1 vertical y σ_3 en dirección 102 (Ezquerro y Simón, 2017). La sucesión cronológica entre estados de paleoesfuerzos compresivos y extensionales está muy bien definida por la propia evolución de los estados de esfuerzos reconocidos en la serie estratigráfica. En la estación 29 esta cronología también está sustentada por un estado de esfuerzos compresivo pre-basculamiento y otro extensional post-basculamiento. En la estación 30, muy cerca y estratigráficamente por encima de la anterior, se registra, sin embargo, la relación contraria, un estado de esfuerzos extensional pre-baculamiento (σ_1 subvertical) y un eje σ_1 subhorizontal (post-basculamiento), a pesar de que la estratificación está fuertemente inclinada (Fig. 5.5). Ello sugiere que el paso de la compresión a la extensión tuvo una etapa de transición en la que ambas pudieron alternarse. Este tránsito en el régimen de esfuerzos habría tenido carácter coaxial, es decir, habría conllevado simplemente el intercambio de los ejes σ_1 (con dirección próxima a N-S) y σ_2 (subvertical), manteniéndose σ_3 en ambos casos siempre subhorizontal (con dirección próxima a E-W). Nótese como en las estaciones 29 y 30 las lineaciones de disolución tienden a dibujar una orla continua entre orientaciones cercanas a la horizontal y otras cercanas a la vertical (Fig. 5.5 y Anexo 3).

Barranco del Peral

En el Barranco del Peral aflora una potente serie de conglomerados que se encuentra en contacto mecánico con la Falla de Peralejos. La serie abarca desde el Turoliense inferior hasta el Rusciniense y presenta un buzamiento generalizado hacia el oeste, que se va atenuando desde los 18° en la parte inferior hasta los aproximadamente 5° en la superior. Las capas dibujan un sutil abanico que se abre desde el plano de falla hacia el oeste, coincidiendo su eje de rotación con la dirección de la estructura (N 050° E).

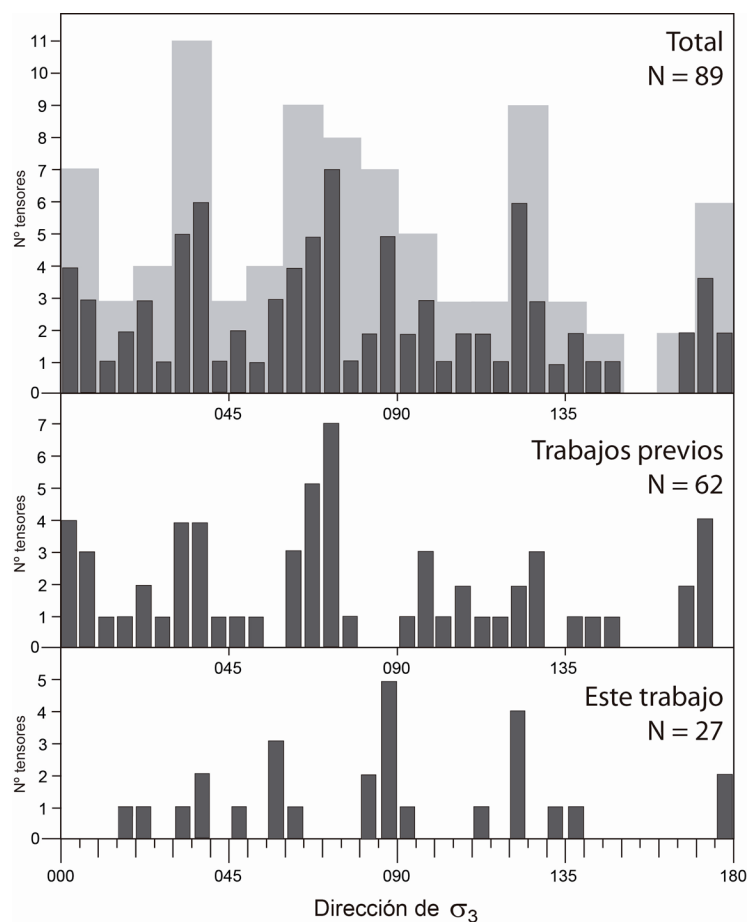


Fig. 5.6. Histogramas de síntesis de las frecuencias de direcciones de σ_3 para el Mioceno superior-Cuaternario en el sector norte de la Fosa de Teruel y sur de la Fosa del Jiloca. **(a)** Resultados totales, en color oscuro se muestran las clase cada 5° y en claro cada 10°. **(b)** Resultados de trabajos previos (Tabla 5.1). **(c)** Resultados obtenidos en este trabajo (Tabla 5.2).

Aunque se ha recorrido ampliamente y revisado minuciosamente, solo se han encontrado lineaciones de disolución en dos niveles muy concretos que se sitúan en la parte media-alta del Turoliense. La orientación de las lineaciones de disolución aparece representada en los estereogramas 25 y 26 de la Figura 5.1, mientras que la media y el cono de confianza del 95% de cada población se encuentran representados en las fichas correspondientes del Anexo 3. Las estaciones contienen en ambos casos una cantidad bastante elevada de datos que representan una población monofásica muy concentrada subperpendicular al plano de estratificación (Anexo 3 y Tabla 5.2), interpretada por tanto como lineaciones de disolución inicialmente subverticales. La orientación óptima de σ_1 paralela a la media de los picos de disolución correspondería, por tanto, a estados de esfuerzos extensionales. La orientación de σ_3 no puede inferirse a partir de este tipo de datos.

5.3. SÍNTESIS Y DISCUSIÓN DE RESULTADOS

5.3.1. El campo de esfuerzos del Mioceno superior-Cuaternario

A fin de tratar de contrastar las aportaciones realizadas en este trabajo con los conocimientos recogidos en trabajos previos (Simón, 1982, 1983, 1984, 1989, 2006; Paricio y Simón, 1986; Simón y Paricio, 1988; Cortés, 1999; Liesa, 2000, 2011; Arlegui *et al.*, 2005, 2006; Lafuente, 2011), se ha realizado una síntesis de las direcciones de σ_3 y σ_1 obtenidas, que queda recogida en las Figuras 5.6 y 5.7. Esta síntesis muestra, en general, un buen acuerdo de nuestros resultados con los aportados por otros autores, pero destaca que nuestro máximo principal E-W de direcciones de extensión parece estar desdoblado en

dos máximos en la síntesis de trabajos previos, uno mayoritario ENE-WSW (060-080) y otro más minoritario E-W a ESE-WNW (090-110), y que las direcciones de extensión en torno a N-S tienen menor peso relativo que en los trabajos previos. En conjunto, los tensores que mejor definen los sistemas de esfuerzos más representativos en la región de estudio se corresponden con dos tensores compresivos y cinco distensivos (Tabla 5.3). Interpretados dentro del contexto del sistema de fosas de Teruel y del noreste peninsular, nuestros resultados avalan y refuerzan, y también complementan, los modelos de campos de esfuerzos planteados hasta la fecha. Por otra parte, se ha cubierto un importante hueco que había en el registro de paleoesfuerzos, tanto espacialmente (en el setor norte de la cuenca) como temporalmente (en el Mioceno superior-Plioceno inferior), ya que la mayor parte de los datos previos procedían de los materiales más antiguos (Aragoniense) o de los más modernos (Plioceno superior-Cuaternario).

Combinando la interpretación de nuestros datos con la realizada hasta el momento por otros autores, en general se puede hablar de un campo de esfuerzos extensional que presenta una dirección promedio de σ_3 próxima a E-W desde el Mioceno superior hasta la actualidad, aunque pueden reconocerse dos máximos dentro del amplio rango de direcciones (Fig. 5.6 y 5.7b). El máximo absoluto situado próximo a ENE-WSW (070; Tipo 3 en tabla 5.3) es reflejo en su mayor parte de datos de autores previos para depósitos del Plioceno Superior-Cuaternario, siendo su peso relativamente escaso en nuestro conjunto de datos (Fig. 5.6). El segundo máximo tiene σ_3 en torno a E-W (080-100; Tipo 4), y está integrado, a su vez, por un máximo relativo en 085-090, definido por los nuevos resultados obtenidos para el Mioceno superior-Plioceno, y otro menor en 095-100, que procede de los resultados de trabajos anteriores. Destaca que la extensión E-W gana un mayor peso estadístico del que tenía en trabajos anteriores (Fig. 5.6).

El análisis de la distribución de frecuencias de direcciones de σ_3 , así como de éstas frente al valor de R cuando ha sido posible, se ha realizado de manera independiente para los distintos intervalos temporales (Fig. 5.7). Las direcciones de σ_3 en torno a E-W (tensor tipo 4) son dominantes en la mayor parte del Mio-Plioceno, con una menor representación del máximo relativo ENE-WSW. Por el contrario, en el Villafranquiense y Cuaternario la dirección de extensión ENE-WSW (tipo 3) es, con diferencia, la más representada, mientras que el registro de la E-W es inexistente. Este resultado es coherente con las dos etapas de estructuración neógena propuestas para la Cordillera Ibérica (Simón, 1984, 1989). La extensión principal E-W a ESE-WNW ha sido inferida para el Mioceno medio y superior en la Cordillera Ibérica oriental (Simón, 1984, 1986; Liesa, 2011c) y en otros sectores del noreste peninsular (Simón, 1989; Cortés, 1999; Capote *et al.*, 2002), y se ha relacionado con la primera etapa de extensión neógena y el desarrollo de *grabens* y *semigrabens* de orientación NNE-SSW a N-S en el Maestrazgo y Teruel. La extensión principal ENE-WSW, de carácter más radial, ha sido responsable de la deformación de la Superficie de Erosión Fundamental y de la formación de cuencas de orientación NNW-SSE durante el Plioceno superior (Cuenca del Jiloca).

El tránsito al campo extensional radial con un máximo de σ_3 próximo a ENE (tipo 3) se encuentra muy bien acotado durante el Villafranquiense (Simón, 1989; Arlegui *et al.*, 2005, 2006). La transición hacia el nuevo sistema de esfuerzos parece relativamente brusca, pero esa apariencia se debe probablemente a que no se han registrado apenas tensores con dicha orientación de σ_3 en el Rusciniense y sí son numerosos, en cambio, los registrados en el Villafranquiense. En realidad, dicho tránsito se produce de forma gradual a lo largo del Plioceno inferior: aunque se mantiene todavía vigente el campo E-W a ESE-WNW (tipo 4), el registro de tensores con valores mayores de R en las estaciones progresivamente más

modernas indica el paso de una extensión triaxial a una extensión multidireccional (Fig. 5.7a). En este sentido, un campo de extensión radial de orientación dominante E-W a ESE-WNW al inicio del Plioceno ya había sido apuntado por Capote *et al.* (2002) para el noreste peninsular. El campo de extensión ENE-WSW también ha sido registrado en estaciones ubicadas en materiales de edad Vallesiense y Turolense, pudiendo representar la impronta del campo más reciente o bien un sistema de esfuerzos que alterna o coexiste con la extensión E-W a ESE-WNW ya durante el Mioceno superior (Fig. 5.7). En este último caso habría que considerar nuevamente un fenómeno de partición de esfuerzos en el sentido de Simón *et al.* (2008) o apelar a desviaciones de las trayectorias por efecto de las fallas mayores (Kattenhorn *et al.*, 2000; Simón *et al.*, 2008).

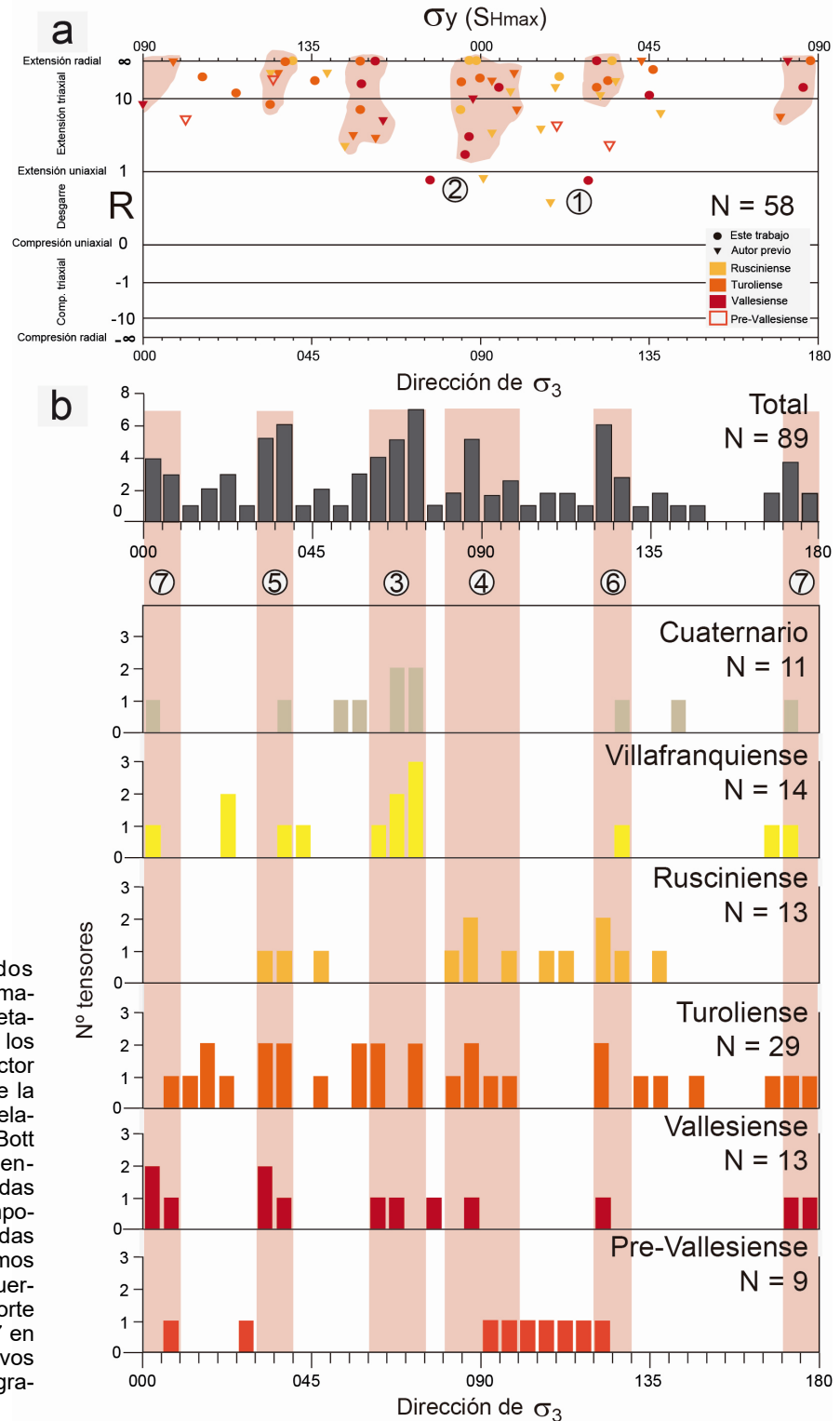


Fig. 5.7. Análisis de los resultados teniendo en cuenta la edad de los materiales en los que fueron interpretados. **(a)** Diagrama y - R y σ_3 - R de los tensores totales inferidos en el sector norte de la Fosa de Teruel y sur de la Fosa del Jiloca considerando la relación $R = (\sigma_z - \sigma_x) / (\sigma_y - \sigma_x)$ de Bott (1959). **(b)** Histogramas de frecuencias de direcciones de σ_3 obtenidas para cada uno de los intervalos temporales. Las bandas verticales rosadas indican la correlación de los máximos que se atribuyen a estados de esfuerzos característicos en el sector norte de la Cuenca de Teruel (Tipos 3 a 7 en Tabla 5.3). Los tensores compresivos no han sido incluidos en los histogramas de frecuencias.

En el sector norte de la Cuenca de Teruel, además de una extensión en torno a E-W (ENE-WSW a ESE-WNW), son representativos los sistemas de paleoesfuerzos extensionales con direcciones de σ_3 NNE-SSW a NE-SW (030-040; tipo 5), ESE-WNW a SE-NW (120-130; tipo 6) y N-S (170-010; tipo 7), los cuales han sido reconocidos en este trabajo y en estudios previos (Fig. 5.6 y Tabla 5.3). Siguiendo las interpretaciones realizadas a partir de nuestros datos, estas direcciones han sido identificadas como desviaciones de las trayectorias de esfuerzo por fallas mayores, de manera que σ_3 se dispone paralelo o perpendicular a dichas fallas (los dos primeros casos), o bien como resultado del intercambio a menor escala de los ejes de extensión horizontales σ_2 y σ_3 (el tercero). Estos fenómenos de perturbación de esfuerzos e intercambio de ejes será analizado en mayor profundidad en la siguiente sección.

Para acabar de completar (y complicar) el modelo, hay que añadir el campo compresivo de dirección de σ_1 entre NNE-SSW y NNW-SSE que se registra, de manera muy minoritaria, en los materiales vallesienses (estaciones 4 y 23), en las lineaciones de disolución de Los Alcamines (Aragoniense-Vallesiense) y en materiales ruscinienses (estación P31). Los tensores de esfuerzos corresponden a un régimen de desgarre, pero ya próximo a la extensión uniaxial, con direcciones de σ_1 en torno a 175 y 025 (Fig. 5.7a). Estos resultados son coherentes con el registro de las compresiones *Guadarrama* y *Tardi-Pirenaica*, respectivamente, que se han mantenido vigentes durante todo el Neógeno, aunque progresivamente atenuadas (Simón, 1989; Cortés, 1999; Cortés *et al.*, 1996; Herraiz *et al.*, 2000; Liesa, 2000; Capote *et al.*, 2002; Simón y Liesa, 2009). El muy limitado registro de direcciones de compresión y el tipo de régimen de esfuerzos (desgarre próximo a la extensión uniaxial) parecen indicar un drástico debilitamiento de esa compresión desde el inicio del Mioceno superior en la región de estudio. No obstante, la dirección NNW-SSE del campo *Guadarrama*, dominante en el interior de la placa Ibérica hasta la actualidad (Herráiz *et al.*, 2000; Liesa, 2000), permanece expresada como dirección del máximo esfuerzo horizontal regional (S_{hmax}). De esa manera, la extensión dominante en el periodo más reciente (Plioceno superior-Cuaternario) se hace ENE-WSW (Fig. 5.6a). En esa misma línea, es significativo que no se haya registrado ninguna dirección de σ_3 en el rango de 150 a 165 (Fig. 5.6a). En realidad, bajo una extensión próxima a radial con σ_3 primario ENE-WSW, en materiales no sometidos a la influencia de fallas y fracturas previas, la probabilidad de encontrar ejes locales intercambiados (σ_2 ENE-WSW, σ_3 NNW-SSE), y por tanto fracturas secundarias ortogonales a las primarias, sería alta. Es el caso, por ejemplo, de algunas zonas de la Cuenca del Ebro (Simón, 1989; Arlegui y Simón, 2001). Sin embargo, sometidas las trayectorias del campo extensional a múltiples desviaciones inducidas por las grandes fallas, el resultado ha sido una gran dispersión de sus direcciones y la inhibición de registros de σ_3 precisamente en la dirección de S_{hmax} regional.

En este marco se explican las direcciones de extensión y compresión en el sector norte de la Fosa de Teruel. Hay que precisar que en una misma estación pueden quedar reflejados estados de esfuerzos pertenecientes a ambas categorías, además de tensores que reflejen distintos estadios dentro de la evolución del campo remoto.

5.3.2. Sobre el origen de las perturbaciones de las trayectorias de esfuerzos

Una vez descritas las direcciones de σ_3 que entendemos representan el campo remoto para el Mioceno superior-Plioceno inferior (E a ESE) y para el Plioceno superior-Cuaternario (ENE) es necesario analizar en detalle el significado del resto de las direcciones de extensión. En el histograma de la Fig. 5.6

Sistemas de esfuerzos representativos	σ_1	σ_3	Régimen de esfuerzos
<i>Sistemas de esfuerzos de desgarre</i>			
Tipo 1	025	115	Desgarre próximo a la extensión uniaxial
Tipo 2	175	085	Desgarre próximo a la extensión uniaxial
<i>Sistemas de esfuerzos extensionales</i>			
Tipo 3	vertical	070	Extensión próxima a radial
Tipo 4	vertical	088	Extensión triaxial y luego próxima a radial
Tipo 5	vertical	035	Extensión próxima a radial
Tipo 6	vertical	125	Extensión próxima a radial
Tipo 7	vertical	000	Extensión próxima a radial

Tabla 5.3. Sistemas de paleoesfuerzos más representativos en la Cuenca de Teruel y sus alrededores durante el Mioceno superior-Cuaternario.

aparece un máximo relativo alrededor de N-S (tipo 7), otra dirección aunque algo dispersa, con máximo en NNE-SSW a NE-SW (030-040; tipo 5) y un tercer máximo próximo a NW-SE (120-130; tipo 6). Estas direcciones se pueden reconocer, con mayor o menor representación, en prácticamente todos intervalos temporales, excepto la N-S no reconocida en materiales ruscinienses (Fig. 5.7b). El registro de la dirección NE es el más frecuente, especialmente en materiales del Turolense.

Ya hemos descrito cómo las direcciones de σ_3 030-040 y 120-130 se sitúan en lugares concretos de la cuenca y son relativamente paralelas o perpendiculares a las estructuras de borde (NNE-SSW) descritas en esos sectores, por lo que se podría tratar de una perturbación de las direcciones primarias debido a la interacción con las fallas de orden mayor. Esta pauta de reorientación del eje σ_3 según la dirección de las estructuras principales es muy común en los campos de extensión tendente a multidireccional cuando las estaciones se sitúan próximas a fallas (Simón *et al.*, 1988, Simón, 1989; Caputo, 1995; Kattenhorn *et al.*, 2000); las trayectorias de σ_3 tienden a orientarse ortogonales a la traza de la falla cerca de los extremos de ésta, y tienden a hacerse paralelas en su parte central (Simón *et al.*, 1988). Ambos casos han sido documentados en detalle por otros autores, por ejemplo, en las proximidades de la Falla de Concud (Arlegui *et al.*, 2005, 2006; Lafuente, 2011), donde los tensores locales muestran desviaciones en las direcciones de σ_3 respecto a la dirección primaria ENE hasta hacerse ortogonales o paralelas a la traza de falla.

También pueden darse desviaciones de trayectorias asociadas a los pliegues de acomodación en el bloque superior, debido a la deformación interna asociada a los mismos. Así, ejes σ_3 perpendiculares al eje del monoclinial de *rollover*, y perpendiculares por tanto a la falla causante de dicha estructura, pueden registrarse incluso en posiciones alejadas de la propia falla. Un ejemplo de ello son las direcciones de extensión ESE a SE que se encuentran en el sector central de la cuenca, a una distancia considerable de las estructuras activas del margen oriental (e.g., estaciones 5, 8 y 12; Fig. 5.1). También podrían detectarse ejes σ_3 paralelos a la falla en el caso de que gradientes bruscos de salto a lo largo de su traza (algo que es más frecuente cerca de sus extremos) diesen lugar a un combamiento o *bending* en sentido ortogonal al *rollover*; es el mecanismo que da lugar a las denominadas *release faults* (Destro, 1995). En los estudios sobre paleoesfuerzos neógeno-cuaternarios de la Cuenca de Teruel no se ha documentado este tipo de perturbación, y con los datos actuales tampoco es fácil hacerlo.

La frecuencia de tensores que reflejan trayectorias de extensión perturbadas según NE-SW, tanto en nuestras estaciones como en las de Arlegui *et al.* (2005, 2006) y Lafuente (2011), es especialmente elevada (Fig. 5.7). Esta perturbación se corresponde siempre en nuestras estaciones con el registro de un

tensor relativamente contemporáneo (estación 15) o ligeramente posterior a la edad de los materiales, reconociéndose siempre como posterior al basculamiento de las capas (estaciones 11, 20 y 21). Las estaciones de autores previos sigladas como P1 a P8, P22, P23, P27 y P28 se localizan en materiales del Turolense cerca de la terminación sur de la Falla de Tortajada, y muestran un patrón de direcciones similar (Fig. 5.1). Estos resultados apuntan a que, de forma general, el campo regional fue perturbado y desviado a direcciones de σ_3 prácticamente paralelas a las fallas mayores, especialmente a las de Tortajada, Peralejos y El Pobo (Fig. 5.1). Esta situación es muy común en el bloque hundido de fallas normales, donde las perturbaciones de los campos de esfuerzos suelen ser de mayor intensidad, sobre todo en niveles más someros, incluso a cierta distancia de las estructuras (Melosh y Williams, 1989; Simón *et al.*, 1999; Liesa, 2000).

5.3.3. Acotación cronológica del tránsito compresión-extensión

El cambio del régimen de esfuerzos compresivo al régimen extensional es un fenómeno que se produce durante el Mioceno en toda la Cordillera Ibérica, aunque en momentos y con modalidades distintas según los sectores (Fig. 5.8). El registro obtenido aquí mediante estaciones de fallas (estación 23, Fig. 5.4) y lineaciones de disolución (Fig. 5.5) es coherente con la transición gradual interpretada por Simón (1986) en el extremo oriental de la cordillera a partir del análisis de poblaciones de fallas con estrías: en ambos casos se manifiesta como un paso de una compresión en torno a N-S a una extensión ESE-WSW mediante un intercambio de los ejes de esfuerzos σ_1 y σ_2 .

El cambio general del régimen compresivo al régimen extensional se produce a escala regional, pero en detalle ese cambio no es brusco ni definitivo si se considera el conjunto de las evidencias en nuestra zona de estudio. La parte inferior de la serie de Los Alcamines (unidad 1 en la Fig. 5.5) representaría el periodo inmediatamente anterior al Vallesiense, con registro exclusivamente de lineaciones de disolución subhorizontales. A lo largo del periodo de sedimentación atribuido al Vallesiense-Turolense (unidad 2 basal de la discordancia de Los Alcamines) hay una cierta alternancia en el registro de estados compresivos y extensionales hasta que finalmente se consolidan estos últimos (unidades 2 y 3) (Fig. 5.5). Esta evolución es coherente con el registro que se tiene para el conjunto de la cuenca, si bien en otros sectores de la misma la acotación cronológica del tránsito compresión-extensión es menos precisa. Así, se han obtenido tensores compresivos bajo un régimen de desgarre en los materiales del Vallesiense (estaciones 4 y 23 o en la estación 22) y movimientos direccionales en las fallas de Los Chorrillos, Los Alcamines y Tortajada. En las inmediaciones de Peralejos se han reconocido lineaciones de disolución de carácter exclusivamente vertical en materiales del Turolense (estaciones 25 y 26 en Fig. 5.1), pero en el resto de la cuenca se han inferido tensores extensionales en todas las estaciones de fallas en materiales desde el Vallesiense al Rusciniense (Fig. 5.1).

En un ámbito regional más amplio, en la unidad T6 de la vecina cuenca de Aliaga el registro de lineaciones de disolución subhorizontales (orientaciones NNW-SSE y NNE-SSW) es coherente asimismo con la actividad de macroestructuras compresivas *grasso modo* coetáneas, lo que permite proponer la existencia de un campo predominantemente compresivo en esta región durante el Aragoniense (Simón, 2006; Ezquerro y Simón, *en prensa*) (Fig. 5.8). Las lineaciones de disolución de la unidad 1 de Los Alcamines, correlativas en dirección con las de Aliaga, indicarían una posible contemporaneidad con parte de la unidad T6 de Aliaga o, hipotéticamente, con una unidad tectosedimentaria T7 como la definida en el sector más occidental de la Cuenca del Ebro (Pardo *et al.*, 2004). La parte inferior de la unidad 2 de Los

Alcamines involucrada en la discordancia progresiva es aproximadamente equivalente a la que rellena globalmente la Cuenca de Teruel durante el Vallesiense. Las lineaciones de disolución horizontales y subverticales en Los Alcamines y los escasos tensores compresivos registrados en el resto de la cuenca indican que toda esa parte es coetánea de sistemas de esfuerzos preferentemente extensionales (Tablas 5.1 y 5.2 y Fig. 5.8). A partir del Turolense se reconoce un dominio total de los esfuerzos distensivos (Fig. 5.8), aunque localmente la estación en el Páramo 1 de Retascón (Turolense, Cuenca de Calatayud) de Simón y Paricio (1986) o la del Páramo 2 de Orrios (Rusciniense, Cuenca de Teruel) de Simón (1989) registran estados compresivos, en régimen de desgarre. Estos estados locales deben asociarse con momentos de mayor eficacia en la transmisión de los esfuerzos compresivos hacia este sector de la placa Ibérica, o bien por el realce de los mismos en el extremo compresivo de alguna falla concreta (por ejemplo, la de Orrios) que puede producir el intercambio local de los ejes de esfuerzos σ_1 y σ_2 del tensor extensional (es decir, el proceso contrario al descrito para el paso de la compresión a la extensión). Conclusiones semejantes se han obtenido en la Cuenca del Mijares o en el sector sur de la Cuenca de Teruel, basadas en el análisis de paleoesfuerzos a partir de fallas con estrías (Fig. 5.8) en unidades bien datadas con mamíferos (Paricio y Simón, 1986; Simón y Paricio, 1988; Cortés, 1999). Los autores documentan la actuación de estados locales compresivos (con direcciones ENE-WSW y NNW-SSE) en un contexto tectónico dominado ya por un régimen extensional.

En resumen, factores múltiples (e.g. variaciones temporales en la intensidad de la compresión y la extensión remotas, perturbaciones locales del campo de esfuerzos, variaciones en la carga litostática o la presión de fluidos) habrían determinado ese registro heterogéneo de esfuerzos locales. El lapso de tiempo en que se produce el tránsito generalizado de la compresión a la extensión en el norte de la Cuenca de Teruel se situaría en el Vallesiense, en coherencia con el registro global que se tiene en las cuencas cenozoicas vecinas (Fig. 5.8). No obstante, la interacción dinámica entre los distintos campos de esfuerzos primarios activos en el noreste peninsular supone que el cambio de régimen no tiene por qué ser simultáneo en todos los lugares (Paricio y Simón, 1986; Simón y Paricio, 1988; Simón, 1986, 1989). La compresión *Tardi-Pirenaica* mantiene activa alguna estructura contractiva local en las cuencas de Calatayud y Teruel (Simón, 1989; Cortés, 1999). La compresión *Guadarrama* es la última en el extremo oriental de la cadena (Simón, 1982), controla la orientación de la fosa del Jiloca en el Plioceno (Simón, 1989; Arlegui *et al.*, 2005), y determina el esfuerzo horizontal máximo actual en el interior de la placa Ibérica (Herraiz *et al.*, 2000). La superposición del tercer sistema de esfuerzos, la extensión E a ESE ligada al *rifting* del Surco de Valencia (que a lo largo del Mioceno habría ido intensificándose a la vez que se atenuaba la compresión), es el factor que determina la transición al régimen extensional.

Hay que añadir finalmente que, al margen algunas situaciones locales, en el conjunto de las cuencas neógenas de la Cordillera Ibérica se aprecia en general un desfase temporal de dicho tránsito hacia el NW (Fig. 7.8), atribuible a la propagación, en ese mismo sentido, de los efectos del campo extensional ligado al *rifting* del Surco de Valencia (Capote *et al.*, 2002).

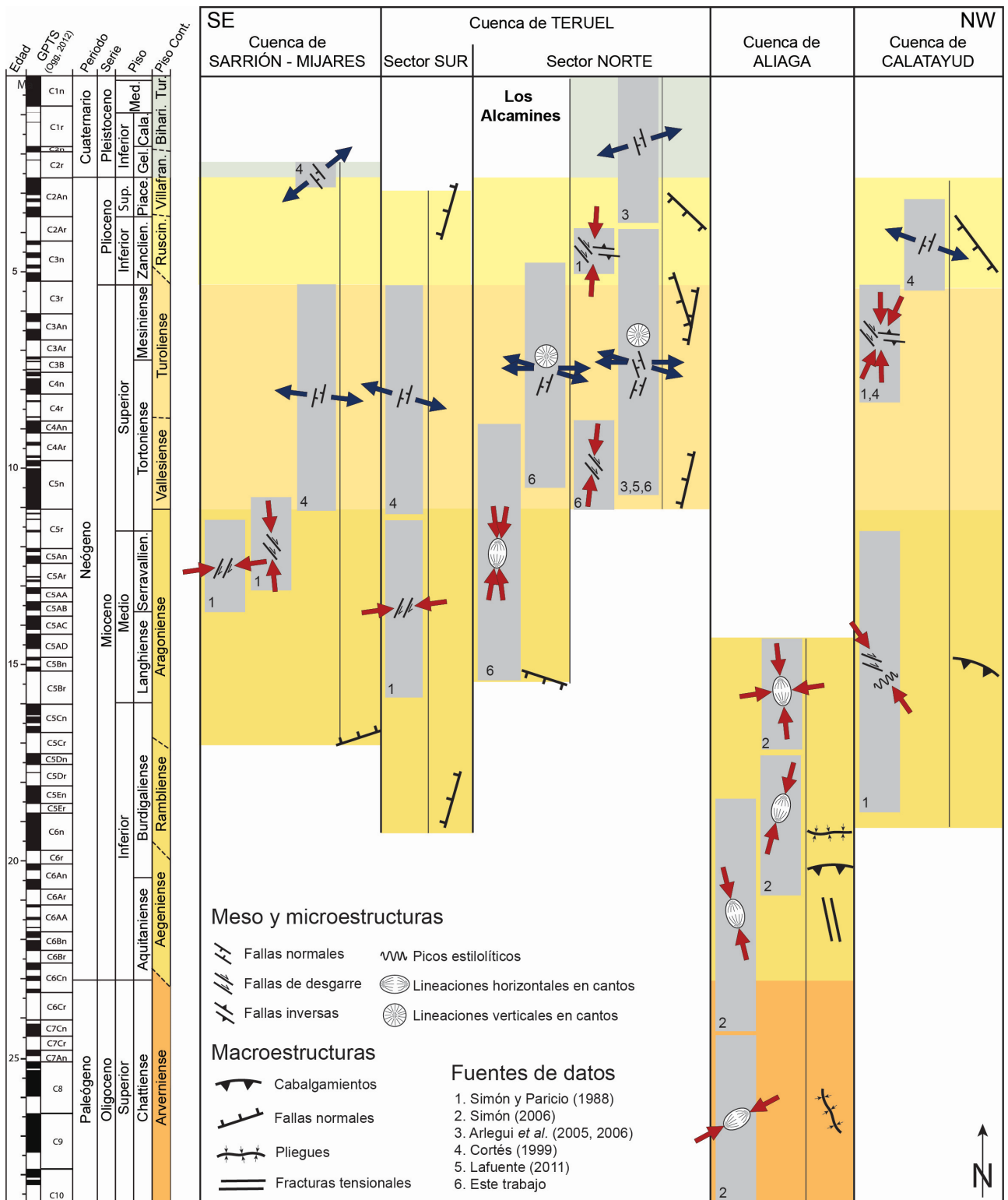


Fig. 5.8. Cuadro cronológico general del registro de la compresión y la extensión cenozoicas en la Cuenca de Teruel y otras cuencas neógenas de su entorno. Flechas rojas: sistemas de esfuerzos compresivos (dirección promedio del eje σ_1 horizontal; norte en la vertical de la figura). Flechas negras: sistemas de esfuerzos extensionales (dirección promedio del eje σ_3 horizontal). Fondos de color: amplitud temporal aproximada de cada sistema de esfuerzos. En cada cuenca, la columna derecha sintetiza las macroestructuras presentes y su orientación promedio.

6. Relaciones Tectónica-Sedimentación: geometría y edad de las deformaciones

6.1. Macro y mesoestructuras

6.2. Estructuras de deformación en sedimentos blandos: sismitas

6.3. Reorientación de los sistemas de drenaje en Alfambra

6.4. El control tectónico sobre los límites megasecuenciales

6. RELACIONES TECTÓNICA-SEDIMENTACIÓN: GEOMETRÍA Y EDAD DE LAS DEFORMACIONES

Como ya se ha comentado a lo largo del trabajo, el relleno del sector norte de la Cuenca de Teruel muestra un marcado carácter sintectónico que queda reflejado en la geometría y en la arquitectura del mismo. La geometría general de la cuenca y los desplazamientos acumulados en las fallas de borde ya han sido establecidos a partir de los cortes geológicos y de la interpretación del mapa de contornos estructurales (capítulo 5). Por ello, en este apartado nos centraremos exclusivamente en las geometrías formadas a mesoescala en aquellos lugares donde se puede establecer una relación entre el relleno neógeno y la actividad de las estructuras.

La interacción entre tectónica y sedimentación en el entorno del área de estudio ha sido ya tratada en trabajos previos mediante un enfoque indirecto, a través del reconocimiento de fluctuaciones de la lámina de agua en secuencias palustres (Alonso-Zarza y Calvo, 2000; Alonso-Zarza *et al.*, 2012) o mediante el reconocimiento de estructuras tectónicas, cambios paleogeográficos o deformaciones en sedimentos blandos (Ezquerro, 2012; Ezquerro *et al.*, 2011a, 2011b, 2014, 2015; 2016; Liesa *et al.*, 2016). En este capítulo pretendemos ir más allá, centrándonos en aquellas deformaciones que por sus dimensiones y frecuencia espacio-temporal se puedan considerar contemporáneas a escala de cuenca, acotando su formación y desarrollo en intervalos temporales del orden de 100 ka. La finalidad es establecer la relación entre los posibles periodos de máxima actividad tectónica y los límites megasecuenciales propuestos anteriormente, de forma que se pueda discernir cuáles de ellos pueden ser consecuencia de un cambio de signo en la actividad tectónica.

A continuación se describen y analizan afloramientos concretos que muestran evidencias directas de interacción entre la actividad tectónica y la sedimentación, siempre en relación con fallas o estructuras mayores. La caracterización de estos afloramientos también aporta una información importante al estudio de la cinemática de la cuenca, ya que en muchos casos complementa la interpretación del funcionamiento de las estructuras. Del mismo modo, se describen otras evidencias indirectas que, en ausencia de estructuras deformacionales de primer orden, han sido consideradas como expresión de momentos de importante actividad tectónica en el conjunto de la cuenca. Estas evidencias secundarias no pueden considerarse por sí mismas representativas de fases tectónicas, pero sí existen algunas que, por su agrupamiento en ciertos niveles y rangos temporales, incluso en zonas muy alejadas del margen activo, pueden reflejar la existencia de momentos de una importante actividad tectónica.

6.1. MACRO Y MESOESTRUCTURAS

Son múltiples los afloramientos en los que se han reconocido discordancias angulares y discordancias progresivas en relación a fallas normales, y fallas fosilizadas o cambios de espesor en algunas unidades concretas que son indicativos de actividad tectónica sinsedimentaria. El hecho de que estas evidencias se encuentren repartidas en la totalidad del relleno indica que la actividad tectónica fue relativamente continua, existiendo siempre alguna estructura activa. Sin embargo, se ha podido reconocer un patrón que indica la existencia de tres intervalos temporales en los que la mayoría de las deformaciones aparecen ligadas a las fallas mayores, tanto del borde como del centro de la cuenca. Por ello, en este apartado nos centraremos solo en aquellas deformaciones que revelan dichos momentos de mayor

actividad tectónica, que además tienen relación, como veremos, con alguno de los límites megasecuenciales establecidos anteriormente.

6.1.1. Discordancia progresiva de Barranco Hondo

En la cabecera del barranco Hondo (al sureste de Alfambra; BH en Fig. 4.1) se ha reconocido una discordancia progresiva desarrollada en materiales conglomeráticos neógenos ligados al borde de cuenca en un segmento de la Falla de Peralejos (Fig. 6.1a). No se ha podido establecer ninguna datación ni correlación física a través de líneas de capa de los mismos, pero si se tiene en cuenta el espesor de la serie involucrada y la posición de la mayor parte de la discordancia progresiva respecto al nivel de correlación 12a, esta discordancia podría abarcar un lapso temporal equivalente a parte de las megasecuencias M5 y M6 del Turoliense medio-superior (zona MN13).

La discordancia progresiva se dispone adosada a la continuación de la Falla del Barranco del Peral (falla de borde de cuenca) hacia el noreste, en el barranco Hondo (Fig. 6.1a). Los depósitos involucrados en la misma presentan un buzamiento general al oeste en el bloque superior de la falla, mientras que en el bloque inferior las rocas jurásicas y las capas neógenas basales aparecen ligeramente basculadas hacia el este. No se ha podido reconocer de forma clara el plano de falla, aunque la existencia de una zona muy mecanizada y las bruscas relaciones angulares entre los materiales de ambos bloques indican la situación aproximada del mismo (Fig. 6.1a,b). Las capas mesozoicas y neógenas del bloque inferior presentan un buzamiento medio de 12°E , y al aproximarse al plano de falla dibujan un pequeño gancho hacia el oeste. Las capas que forman parte de la discordancia progresiva presentan buzamientos elevados en su parte basal (hasta 75°W), que se van perdiendo paulatinamente en la vertical dentro del abanico de capas hasta los 10°W de las capas superiores. En consonancia, con la apertura del abanico de capas hacia el oeste, el espesor de las mismas se incrementa ligeramente en esa dirección, alcanzando su máxima potencia a escasos metros del contacto con las rocas jurásicas. Algunas capas de la parte superior no muestran un cambio de espesor notable y presentan un ligero buzamiento al este en la proximidad a la falla, dibujando un pequeño *rollover* intra-discordancia muy apretado contra el plano. Sobre estos últimos niveles, la serie superior muestra un espesor homogéneo y una aparente continuidad entre los dos bloques de falla, fosilizándola.

Siguiendo la dirección y traza de la falla hacia el suroeste, se reconoce un engrosamiento de materiales conglomeráticos y lutíticos de edad equivalente a los que se encuentran involucrados en la parte basal de la discordancia progresiva (probablemente la megasecuencia M5). Las condiciones de afloramiento no permiten precisar más allá de que son equivalentes a la parte inferior de la discordancia del barranco Hondo, sin que se pueda correlacionar ningún tramo concreto. En este punto, la superficie de falla aflora de forma más neta, reconociéndose en el bloque inferior un gancho de falla muy acusado y en el bloque superior un pliegue de arrastre (*drag fold*) (Fig. 6.1c). Este pliegue pierde rápidamente buzamiento a escasos metros del plano de falla, lo que genera un hueco al que se adapta sutilmente el relleno posterior. Estos depósitos se engrosan en el bloque hundido y se adelgazan hacia el bloque levantado, adaptándose a la geometría del escarpe y terminando por apoyarse en *onlap* unos metros por encima. Estos depósitos conglomeráticos más altos de esta unidad siguen mostrando un claro engrosamiento hacia el oeste, hacia el centro de la cuenca. Los materiales de la megasecuencia M6 que se superponen muestra una disposición similar, aunque con un engrosamiento menos marcado.

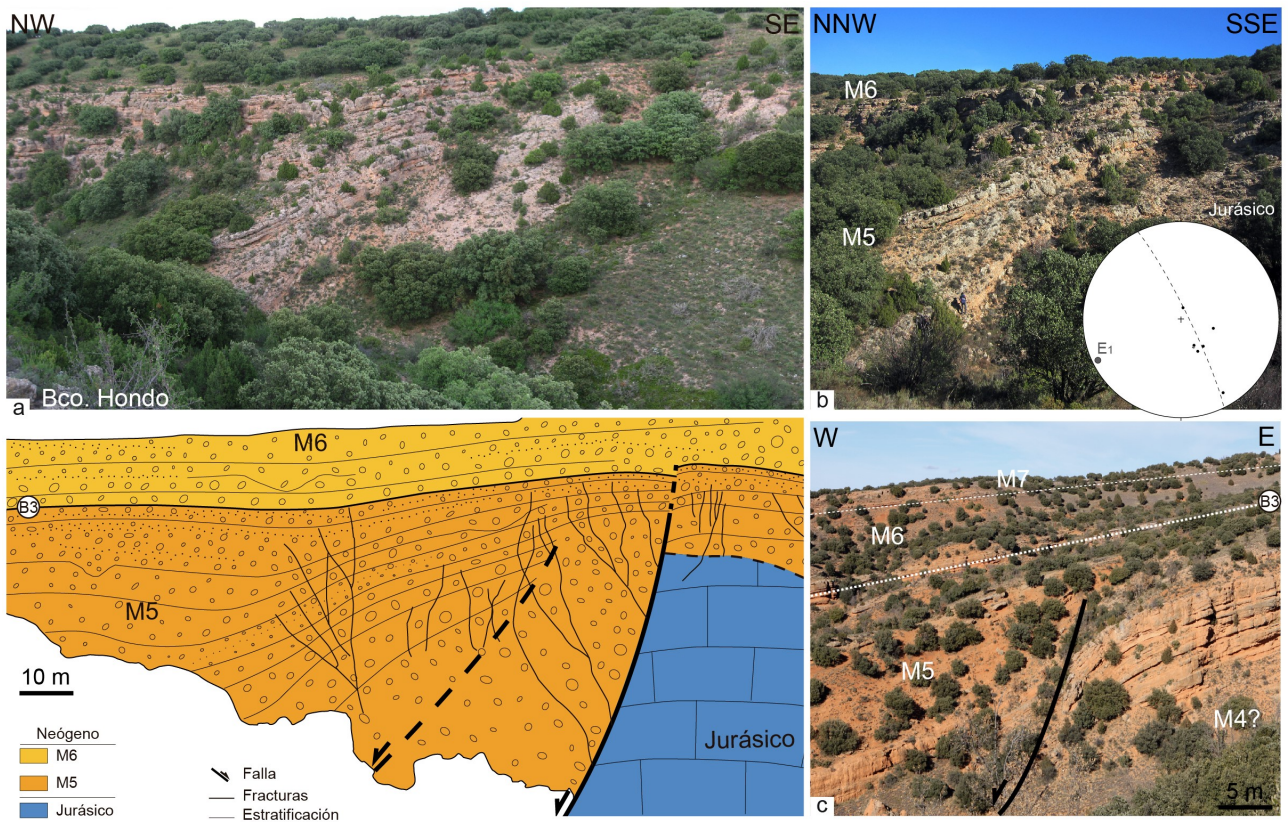


Fig. 6.1. Discordancia progresiva de Barranco Hondo. **(a)** Imagen de campo y esquema interpretativo de la discordancia progresiva en materiales conglomeráticos turolenses cerca de la cabecera del Barranco Hondo. **(b)** Detalle de la discordancia progresiva y reconstrucción de su eje de rotación (E_1 en el estereograma). **(c)** Exposición del plano de falla en las inmediaciones del Barranco del Peral (suroeste del Barranco Hondo); se observa el desarrollo de un gancho de falla en el bloque inferior y el relleno del surco generado en el superior por la megasecuencia M5, hasta que depósitos de su parte superior cubren finalmente el plano de falla. M4, M5, M6, M7: megasecuencias definidas en este trabajo.

Interpretación

En las discordancias progresivas se puede relacionar el eje de rotación de las capas con la dirección de la estructura responsable de su formación, ya sea una falla o un pliegue. El buzamiento máximo reconocido en la parte basal de la discordancia ha de ser por definición menor o igual que el del plano de falla o el del flanco de pliegue con el que se relaciona. De esta manera, la formación de la discordancia progresiva del barranco Hondo está relacionada con la existencia de una falla normal de dirección aproximada 064° (eje de rotación E_1 ; Fig. 6.1b) y un buzamiento superior a $75^\circ W$, lo que es muy coherente con la orientación esperable para este segmento de la cuenca (Fig. 4.1).

Las características descritas muestran un doble estilo de deformación a lo largo de un mismo plano de falla, siendo más progresiva en el sector norte que en el sur. En la zona norte, la deformación de los materiales sintectónicos se acomodó paulatinamente en paralelo con el desplazamiento del bloque superior, haciendo que las capas inferiores adquiriesen mayor inclinación que las superiores, y que a cierta distancia del plano de falla se produjera un engrosamiento de las primeras. Estas características evidencian una actividad tectónica gradual que comenzó simultáneamente con la sedimentación de la serie inferior (M5) y posteriormente disminuyó de intensidad, pudiendo ser mínima o inexistente en el paso a la sucesión estratigráfica que cubre en *onlap* la falla (M6). En el sur, se puede hacer una interpretación similar en relación con la variación de actividad de la falla descrita aunque también existen algunas diferencias. Allí la falla se propagó hacia la superficie, acomodando en primera instancia la deformación por *bending*, como manifiesta el monoclin de adaptación, y en un segundo estadio con rotura superficial. En el surco generado entre el bloque hundido y el levantado, la serie de la megasecuencia M5 se fue

engrosando en las inmediaciones del plano de falla, hasta colmatarlo, ralentizándose a partir de allí la actividad de la falla.

En ambos casos, la actividad de la falla es importante durante el depósito de la megasecuencia progradante M5 y se atenúa mucho durante el depósito de la megasecuencia retrogradante M6. Nótese cómo los niveles superiores de M5, aunque no estén desplazados por la falla, siguen mostrando en ambos afloramientos un cierto engrosamiento en el bloque hundido de la misma, que puede ser indicativo de un cierto amortiguamiento en la actividad de la propia falla. El límite entre estas dos megasecuencias, el límite secuencial B3 o máximo progradante, se sitúa, por tanto, por encima estratigráficamente del periodo de mayor intensidad tectónica, es decir, en un momento ligeramente posterior. Hacia el centro de la cuenca, dicho conjunto enlaza con los depósitos terrígenos equivalentes al límite B3 y más modernos, que se intercalan entre niveles de carbonatos en el Cerro de Mentiras. Esta progradación posterior al periodo de mayor actividad de la falla respondería a una progradación antitectónica en el sentido de Heward (1978), Heller y Paola (1992) y Paola *et al.* (1992) (ver capítulo siguiente), o bien que el pico de la actividad tectónica no coincide realmente con el momento de la rotura superficial.

6.1.2. Discordancia progresiva de la Falla de Tortajada

Como ya se ha comentado anteriormente, en las inmediaciones de la Laguna de Tortajada se reconocen una serie de discordancias progresivas y angulares en el relleno neógeno del bloque superior de la Falla de Tortajada que son clave para establecer las relaciones tectosedimentarias en este sector. Las deformaciones afectan a la parte superior de los materiales carbonatados (Tuoliense, zona MN12) de la megasecuencia M4, y los depósitos carbonatados, terrígenos y yesíferos (Tuoliense, zona MN13) de las megasecuencias M5 y M6 que forman parte de una discordancia progresiva biselada a techo por una suave discordancia angular.

El bloque levantado se encuentra formado casi exclusivamente por materiales triásicos (Fig. 6.2a), que presentan una disposición ligeramente basculada (15°E) en la parte sur (Fig. 6.2b) mientras que hacia el norte aparecen muy verticalizados (80°W) en el contacto con el plano de falla (Fig. 6.3a). A lo largo del bloque inferior, diferentes escamas muy verticalizadas de calizas y lutitas neógenas (megasecuencias M4 y M5) han quedado pinzadas entre fallas menores (Fig. 6.3b).

En el Cerro de los Aldabades, en relación con la traza sur de la Falla de Tortajada, la parte superior de las calizas dibuja una discordancia progresiva, en la cual las capas inferiores muestran buzamientos muy elevados (80°W) que se atenúan rápidamente, tanto en la vertical como hacia el oeste, hasta reducirse a 15°W en la parte superior (Fig. 6.2c). Las capas basales de la discordancia progresiva se muestran solidarias con materiales triásicos incorporados en el bloque superior, tratándose de un contacto en *onlap* desplazado por la falla (Fig. 6.2b).

Inmediatamente al norte, en la intersección de la falla con el barranco de Tortajada, el estilo de la deformación varía ligeramente y las capas de caliza inferiores (megasecuencia M4) forman un espectacular pliegue de arrastre (Fig. 6.3a). En los materiales basales se han reconocido estrías de deslizamiento capa sobre capa coherentes con el mismo plano de movimiento que se infiere de las estrías normales casi puras de la falla. Las capas de parte superior (megasecuencia 5) se disponen cerca del plano de falla en discordancia angular sobre las de la megasecuencia 4, a la vez que dibujan un monoclinal de acomodación al que se asocia un ligero abanico de capas a escasos metros de la superficie de falla (Fig. 6.3a).

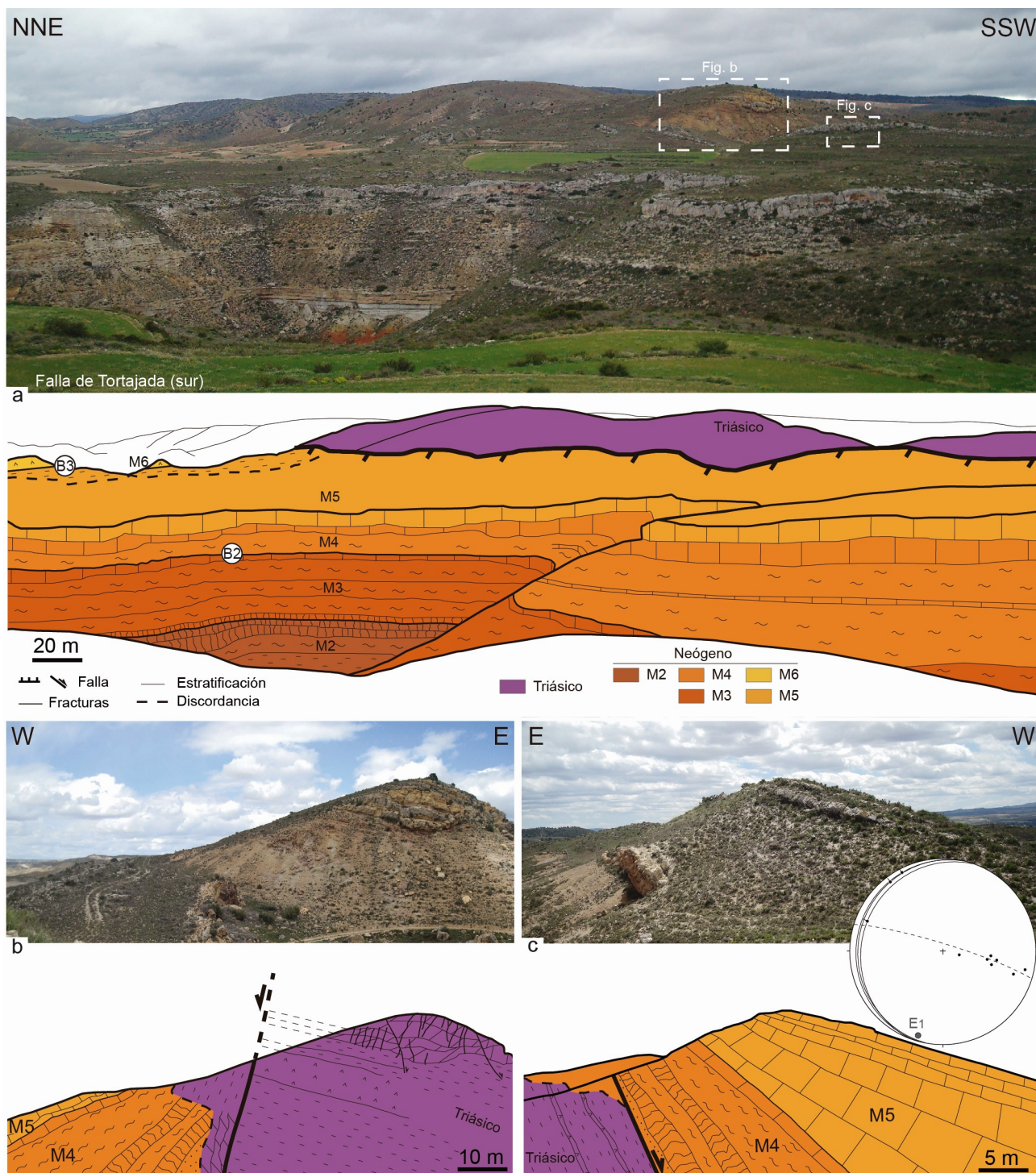


Fig. 6.2. Discordancia progresiva de la Falla de Tortajada. **(a)** Vista general y esquema interpretativo del extremo sur de la Falla de Tortajada, que pone en contacto la serie neógena con la facies Muschelkalk. **(b)** Detalle (imagen y esquema interpretativo) del plano de falla en el Cerro de los Aldabades, donde la serie triásica está basculada y pinzada en el bloque superior. **(c)** Discordancia progresiva afectando a las megasecuencias M4 y M5 en el Cerro de los Aldabades; el eje de rotación E_1 de la estructura es coherente con la orientación del plano de falla medido en superficie (se han representado asimismo las estrias de flexodeslizamiento reconocidas sobre los planos de estratificación).

Sobre estos materiales carbonatados aparecen materiales terrígenos y yesíferos de las megasecuencias 5 y 6, con un buzamiento de $5-10^\circ W$, que forman también una leve discordancia angular sobre los materiales anteriores. Esta discordancia angular es más evidente al sur y junto al plano de falla, donde capas de lutitas biselan la parte más verticalizada del abanico de capas y pasan a una aparente continuidad sedimentaria hacia el centro de la cuenca (Fig. 6.2 y 6.3).

Interpretación

Aunque los depósitos de la megasecuencia M4 están rotos y desplazados por la Falla de Tortajada (Fig. 6.3a), no se han encontrado evidencias de deformación sinsedimentaria. La notable deformación experimentada por las capas carbonatadas de la megasecuencia M5, que pudo ser prácticamente sincrónica con el depósito de los depósitos más modernos de ésta (apartado 6.1.9), queda manifestada en una estructura de orden mayor (la discordancia progresiva) relacionada directamente con una de las grandes fallas de la cuenca. Esta relación se infiere de que el eje de rotación establecido para las capas involucradas en la discordancia (05,198; Fig. 6.2c) es coherente con la dirección del plano de la Falla de Tortajada, que presenta una dirección media 021, 88 W. La Falla de Tortajada mostró una actividad tectónica notable en relación con la parte intermedia de MN13 (Turolense), prolongándose durante un lapso temporal que abarcaría al menos la parte basal de la megasecuencia M5. Al igual que ocurre con otras macroestructuras de este tipo en la cuenca, es difícil establecer cuál fue el momento de máxima actividad, al no existir un cambio en el dispositivo geométrico ni en las características del relleno sedimentario. El neto desplazamiento de los materiales de la megasecuencia M4 es indicativo de que la actividad tectónica se inició posteriormente a su depósito. La tendencia a disminuir el buzamiento progresivamente hacia arriba en los materiales carbonatados de la parte inferior de la megasecuencia M5 (Fig. 6.2b,c) apunta a una deformación sinsedimentaria durante su depósito que da lugar a la discordancia progresiva. Asimismo, la relación angular que muestra los materiales detríticos de la parte superior de la M5 sobre los carbonatos de esa misma secuencia (Fig. 6.3a) indica que puede ser equivalente o ligeramente posterior al momento de máxima actividad, en función de cómo se considere la evolución de la estructura. Esta entrada de detríticos hacia la cuenca, resultado de una progradación aluvial, marca una clara tendencia granocreciente que alcanza su máximo granulométrico posteriormente en la serie, en relación con el límite megasecuencial B3 (contacto M5–M6). Teniendo en cuenta estas observaciones, la entrada detrítica que supone el límite megasecuencial B3 en esta zona podría también corresponder a un momento de progradación ligeramente posterior al periodo de mayor actividad tectónica que tuvo lugar durante M5. El granodecremento que representaría desde este punto la megasecuencia M6, respondería

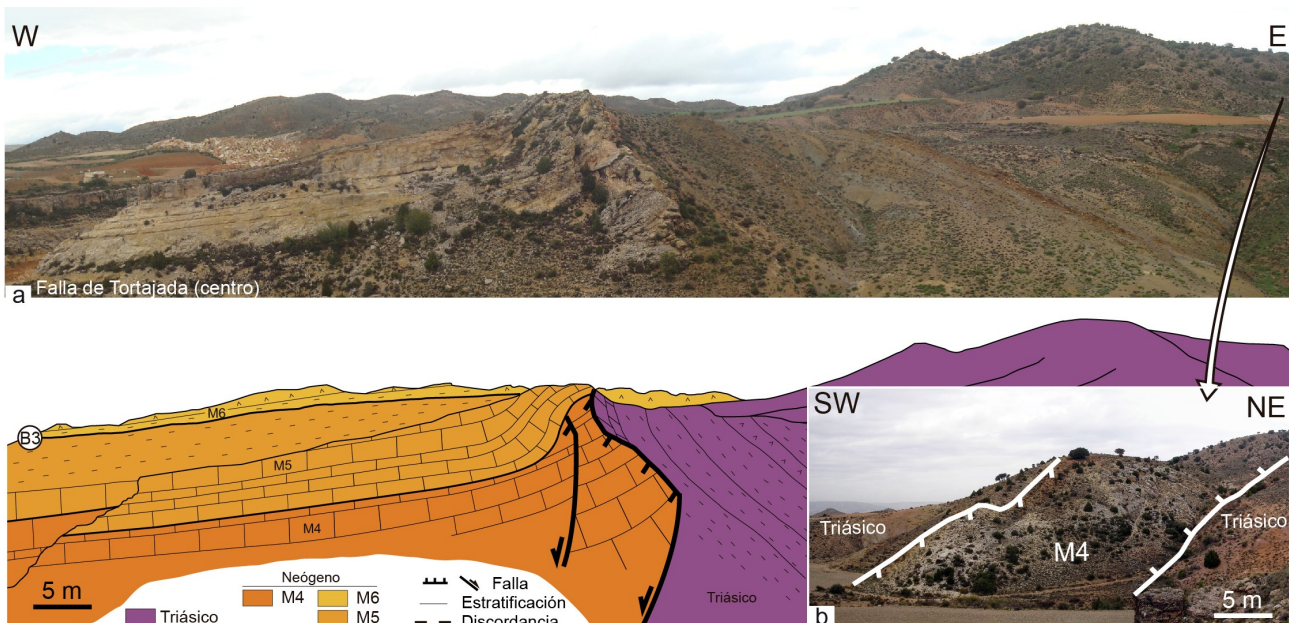


Fig. 6.3. La Falla de Tortajada en Tortajada. **(a)** Vista y esquema interpretativo de la Falla de Tortajada cerca del Barranco de Tortajada, donde los materiales de la megasecuencia M5 se disponen ligeramente discordantes sobre los de la megasecuencia M4 dentro de una estructura general de monoclinal de adaptación. Nótese que la apariencia de falla inversa se debe a la oblicuidad de la vista. **(b)** Materiales carbonatados de la megasecuencia 4 (M4) pizandos entre dos planos de falla menores desarrollados en el interior del bloque inferior de la falla.

a la deceleración de actividad tectónica y retrogradación aluvial asociada.

La relación de *onlap* entre los materiales neógenos y triásicos del bloque hundido y la presencia de materiales anteriores a la discordancia pinzados entre fallas en la zona de la laguna de Tortajada (Fig. 6.3b) apuntan a que la Falla de Tortajada era hasta el momento de depósito de M5 una estructura intracuenca poco activa o se encontraba inactiva. Los materiales del bloque intermedio de Corbalán son similares en litología y espesor a los de la megasecuencia M4 aflorante en el Barranco de Tortajada, y enlazan con materiales neógenos más groseros hacia el borde de cuenca. Esto refuerza la idea de que la Falla de Tortajada no independizó este bloque (al menos superficialmente) hasta el periodo en que se depositó M5 en el Turolense. De este modo, se habría formando un nuevo límite de cuenca en relación con la etapa de actividad tectónica asociada a la megasecuencia M5 y que finalmente determina el límite secuencial B3.

6.1.3. Estructura *horst-graben* de la Falla de Tortajada

En la intersección de la Falla de Tortajada con el barranco de los Pinos (al este de Villalba Baja) existe una suave discordancia angular, que rápidamente pasa hacia el oeste a una paraconformidad entre materiales vallesienses y turolenses, y posteriormente a una continuidad sedimentaria de los depósitos turolenses (Fig. 6.4a). La corralación física a través de líneas de capa hacia el centro de la cuenca permite proponer que los materiales prediscordancia se corresponden con las megasecuencias M1 a M4 (Vallesiense-Turolense inferior, MN9-MN12) y los materiales postdiscordancia están representados por las megasecuencias M5 y M6 (Turolense, MN13-MN14). En este sector, las capas de la megasecuencia M5 muestran, a su vez, grandes cambios de espesor y una suave discordancia progresiva en relación con dichas estructuras. La discontinuidad se encuentra desplazada por distintas fallas menores, que forman un *horst* y un *graben* subparalelo al plano de la Falla de Tortajada que permite evaluar la evolución tectónica de esta área en función de la edad de los materiales involucrados.

En la parte oriental del afloramiento, adosados a la superficie de la Falla de Tortajada (Fig. 6.4a), se pueden reconocer materiales lutíticos rojizos y carbonatados de las megasecuencias M1 y M2. Presentan disposición horizontal o buzan ligeramente al oeste, y se ponen en contacto mecánico con los planos de falla α y γ . Sobre ellos se disponen, a través de un contacto ligeramente discordante y erosivo en el este, una serie de depósitos conglomeráticos pertenecientes a las megasecuencias M5 y M6 que proceden del Jurásico de la Sierra Gorda que igualmente presentan buzamiento hacia el oeste (Fig. 6.4a). En algunas zonas, los depósitos de las megasecuencias M5 y M6 se ponen en contacto mecánico a través de esa misma falla α con los materiales jurásicos del bloque levantado (Figs. 6.4a y 6.5a), mientras en otras muestran una relación en *onlap* (Fig. 6.5b). La leve discordancia angular solo se reconoce cerca del plano de falla α , donde las capas discordantes buzando al oeste con un menor ángulo que las prediscordancia. En el *graben* definido por las fallas α y γ , la serie conglomerática de M5 muestra un ligero abanico de capas y un engrosamiento de las mismas hacia el oeste, hacia la falla γ . M5 rellena el primer surco de la estructura, y su parte superior la rebasa hacia el oeste, y en el umbral (*horst*) formado entre las fallas β y γ , estos depósitos de M5 se ponen en contacto mediante una paraconformidad con carbonatos palustres de la megasecuencia M2 (Fig. 6.4a y 6.5c).

Hacia el oeste, la falla β pone en contacto los materiales de las megasecuencias M3 a M5 con los de la megasecuencia M1 (Figs. 6.4a y 6.5d). En su bloque hundido existe continuidad sedimentaria, tanto

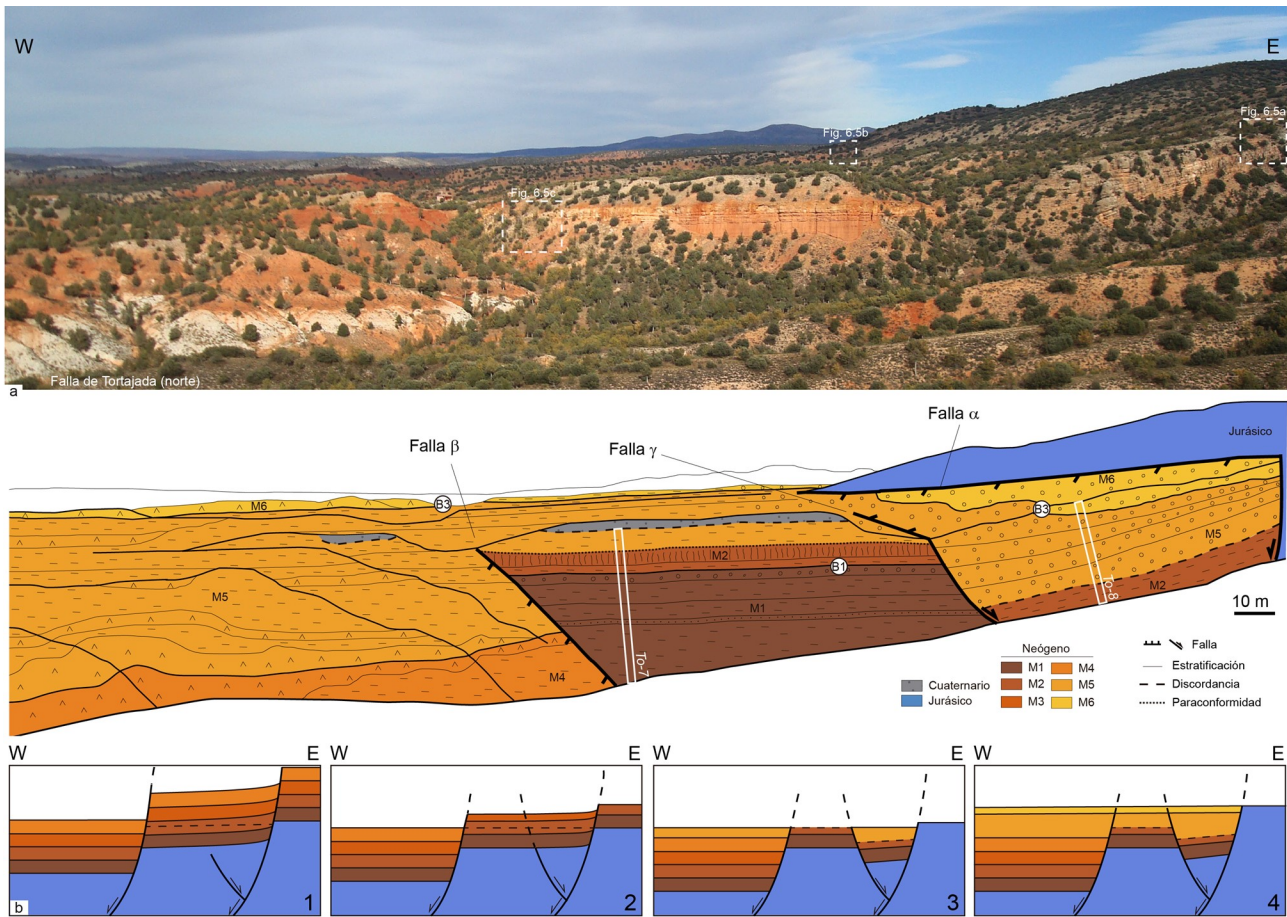


Fig. 6.4. Estructura de *horst* y *graben* en el extremo norte de la falla de Tortajada. **(a)** Vista general y esquema interpretativo de la estructura (Falla α : superficie principal de rotura); obsérvese la relación de paraconformidad existente en el bloque central levantado entre M2 y la parte superior de M5. **(b)** Modelo simplificado de la evolución de la estructura en este sector: 1. Activación de las fallas tras M4; 2. Arrasamiento en la parte oriental; 3. Movimiento de fallas e inicio del depósito de M5 que rellena el *graben* formado una discordancia progresiva; 4. Rellenado el surco, la sedimentación del techo de M5 se extiende al W (sobre el *horst*) formando la paraconformidad y, finalmente, se superpone M6 ya apenas deformada.

en la vertical (disponiéndose los depósitos lutíticos anaranjados de la megasecuencia M5 sobre yesos blancos pertenecientes a la megasecuencia M4) como en la horizontal, no reconociéndose ninguna discontinuidad en su paso a los depósitos más centrales de la cuenca (Fig. 6.4a).

Interpretación

En un primer momento, y como se ha comentado anteriormente, el límite de la cuenca se encontraba al este, en los relieves jurásicos del Puerto de Cabigordo (este de Corbalán). Cuando comienza la actividad de la Falla de Tortajada, se activan las ramas α y β generando un borde de cuenca escalonado y definiéndose un área fuente local en la posición de la actual Sierra Gorda (estadio 1 en Fig. 6.4b). Conforme se propaga la deformación parte del desplazamiento se acomoda a través de una pequeña falla antitética (falla γ). Los materiales neógenos que quedan en los bloques levantados son erosionados (estadio 2 en Fig. 6.4b); una prueba de ello es el reconocimiento de cantos neógenos en el relleno de la cuenca a partir de la megasecuencia M5. La superposición de las facies aluviales muy proximales de M5 sobre las facies lacustres de M2 supone un brusco cambio paleogeográfico, que ha sido interpretado como un cambio en el área fuente de los abanicos aluviales que pasa ahora a ser el nuevo relieve formado en Sierra Gorda debido a la rotura superficial de la Falla de Tortajada.

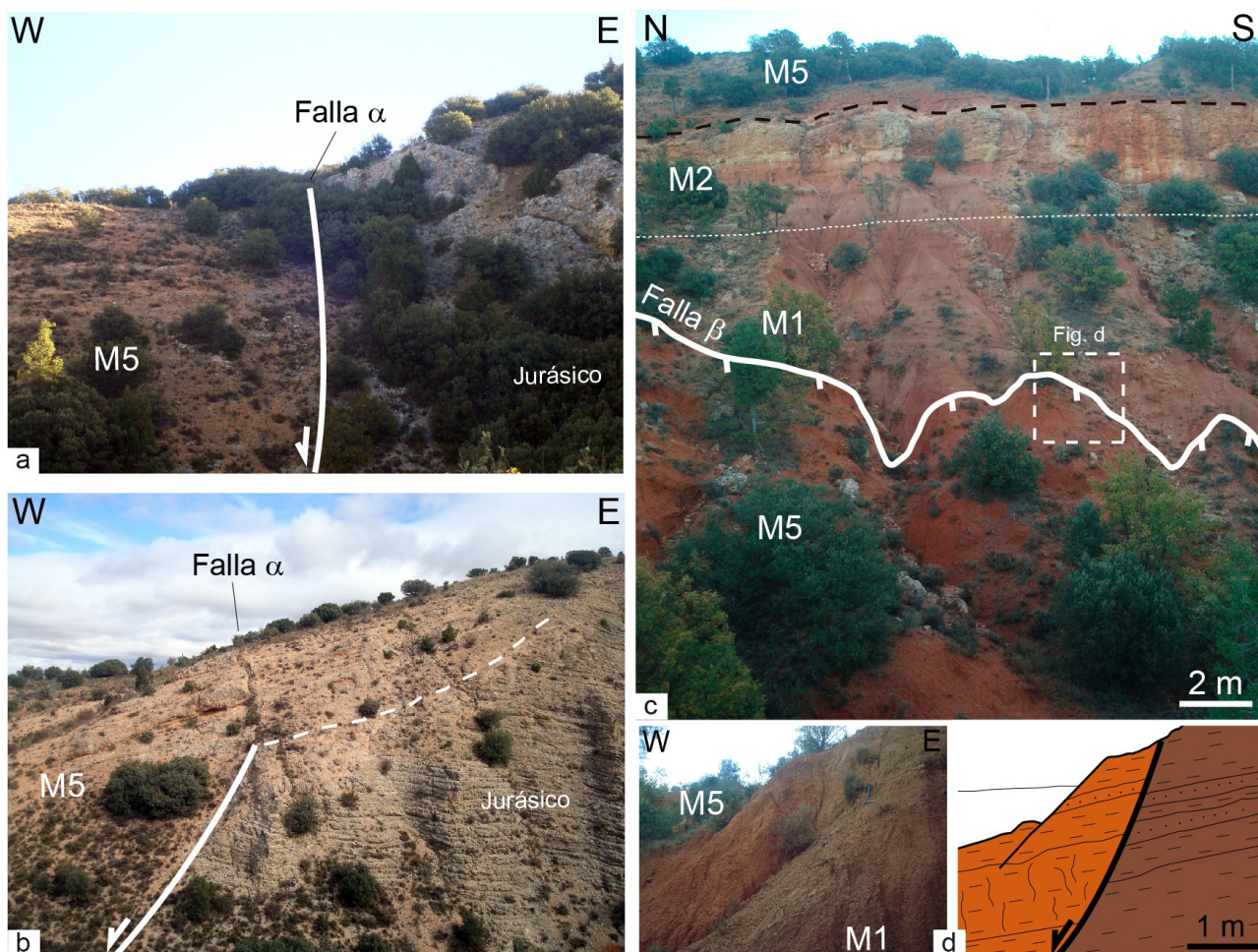


Fig. 6.5. Detalles de la estructura en *horts* y *graben* de Tortajada. **(a)** Rotura principal α en el extremo norte de la falla de Tortajada. **(b)** *Onlap* de los depósitos conglomeráticos de la parte superior de la megasecuencia M5 sobre los materiales jurásicos del bloque inferior. **(c)** La superficie de la falla β y la paraconformidad entre las megasecuencias M2 y M5 en el bloque inferior. **(d)** Imagen y esquema interpretativo del plano de falla β poniendo en contacto materiales de las megasecuencias M1 y M5. Ver localización de (b) y (c) en Fig. 6.4a.

Posteriormente, se produce un mayor desplazamiento de la falla antitética γ (además probablemente de las fallas α y β), que genera un surco donde quedan confinados los primeros depósitos conglomeráticos de la megasecuencia M5 procedentes del desmantelamiento de los bloques inferiores, y que se apoyan discordantemente sobre M2 (estadio 3 en Fig. 6.4b). Estos materiales postdiscordancia, que muestran una evolución vertical granocreciente, presentan su área fuente en los relieves de la Sierra Gorda aunque también incluyen cantos de depósitos neógenos previos. En los primeros momentos posteriores a la generación del surco, los depósitos deben rellenar la depresión, lo que inhibe el desarrollo y la capacidad de transporte de los sistemas aluviales hacia el centro de la cuenca. El salto sobre la falla antitética (γ) debió ser mayor que sobre la principal (α) y debió realizarse de una manera progresiva, dando lugar al abanico de capas y engrosamiento de M5 hacia la misma. Mientras tanto, en el bloque hundido de la falla β se siguen acumulando, concordantes sobre M4, los depósitos finos de M5 correspondientes a abanicos aluviales localizados en las inmediaciones de la zona deformada y del desmantelamiento del bloque superior de la falla β .

Cuando el surco es rellenado, los sistemas procedentes de Sierra Gorda pueden progradar hacia el centro de la cuenca, disponiéndose en primer lugar los depósitos más altos de la unidad M5 en paraconformidad sobre los materiales vallesienses (M2) que forman el umbral entre las fallas β y γ (estadio 4 en Fig. 6.4b). Hacia el centro de la cuenca (donde la actividad de estas fallas no ha interrumpido la sedimentación) se disponen en continuidad sedimentaria con el resto del relleno. Posteriormente, se sigue

depositando las últimas capas de la megasecuencia progradante M5 a las que se le superpone la megasecuencia M6 que muestra una evolución retrogradante.

Dentro de esta evolución, el límite megasecuencial B3 (contacto M5-M6) o máximo progradante de la sucesión sedimentaria supone un momento ligeramente posterior al del desarrollo de la discordancia y el abanico de capas intra M5, o al menos respecto a la rotura superficial de la falla en esta zona, es decir, al periodo de mayor actividad de la falla. Ello se debe a que los surcos formados en relación con los bloques hundidos de las fallas inhibirían la progradación aluvial inicialmente (M5), que solo tendría lugar una vez fueran colmatadas estas depresiones en un momento de disminución o cese de la actividad tectónica.

Igual que en el caso anterior, los materiales más antiguos (megasecuencias M1 a M4) se encuentran desplazados por el extremo norte de la Falla de Tortajada, presentando saltos netos y sin evidencias de deformación sintectónica. La correlación física de estos materiales con los equivalentes en el bloque inferior no es posible por el desplazamiento de la falla; como se ha comentado anteriormente, la similitud litológica, de espesor y una coloración característica de la serie permite plantear la correspondencia entre los depósitos prediscordancia en esta zona y los localizados en el bloque inferior en la zona de Corbalán (ver apartado 4.1). La progradación aluvial correlativa al tránsito entre M5 y M6 se reconoce igualmente en los sistemas aluviales localizados en el bloque de Corbalán, que pasan a drenar tanto hacia el norte como hacia el sur por las zonas de Cuevas Labradas y e inmediaciones de Valdecebro, respectivamente. Este cambio de distribución en los sistemas aluviales evidencia que la Sierra Gorda supuso a partir de este momento una barrera topográfica, actuando como divisoria de aguas y área fuente local. Estas evidencias apuntan nuevamente a que la Falla de Tortajada rompió superficialmente en relación con la etapa de actividad tectónica desarrollada en el Turolense, dando lugar a un nuevo límite de cuenca y favoreciendo el desmantelamiento del bloque intermedio de Corbalán.

6.1.4. Estructura del barranco de la Cueva del Tinajo

En el barranco de la Cueva del Tinajo, 4 km al NE de la localidad de Peralejos, se reconoce una espectacular estructura sinforme que resulta de la combinación de un pliegue tipo *rollover* fallado en el bloque superior y un gancho de falla en el bloque inferior (Fig. 6.6a). Estas deformaciones involucran a la parte superior carbonatada de la megasecuencia M4 (Turolense, zona MN12) y especialmente a los depósitos predominantemente margosos de la megasecuencia M5 (Turolense, zona MN13), que rellenan la mayor parte del surco. Sobre ellos las margas del tránsito entre las megasecuencias M5-M6 (Turolense, MN13) fosilizan toda la estructura.

La principal estructura (falla α ; orientación: 045,69W) presenta el mayor desplazamiento vertical observado. En su bloque inferior se desarrolla un pronunciado gancho de falla (Fig. 6.6a); las capas deformadas de la megasecuencia M4 pasan en escasos 100 m de una disposición subhorizontal (buzamientos $< 9^\circ\text{E}$) a buzamientos de hasta 59°W en la proximidad de la superficie de la falla α . Un gancho similar, aunque algo menos marcado se reconoce en relación con un falla sintética situada al oeste (falla β ; 035,73W). Al oeste de la falla β las capas dibujan un *rollover*, igualmente muy acusado, ya que en escasos 300 m pasan de una disposición subhorizontal a buzamientos de hasta 23°E en la proximidad de la falla. Este pliegue se encuentra escalonado por la existencia de varias fallas antitéticas con desplazamientos métricos y buzamientos al este, la principal de las cuales es la representada como falla γ . El hueco generado entre el anticlinal de *rollover* y la parte alta del gancho de falla es relleno por materiales carbonatados ligeramente más terrígenos (megasecuencia M5) que presentan un geometría

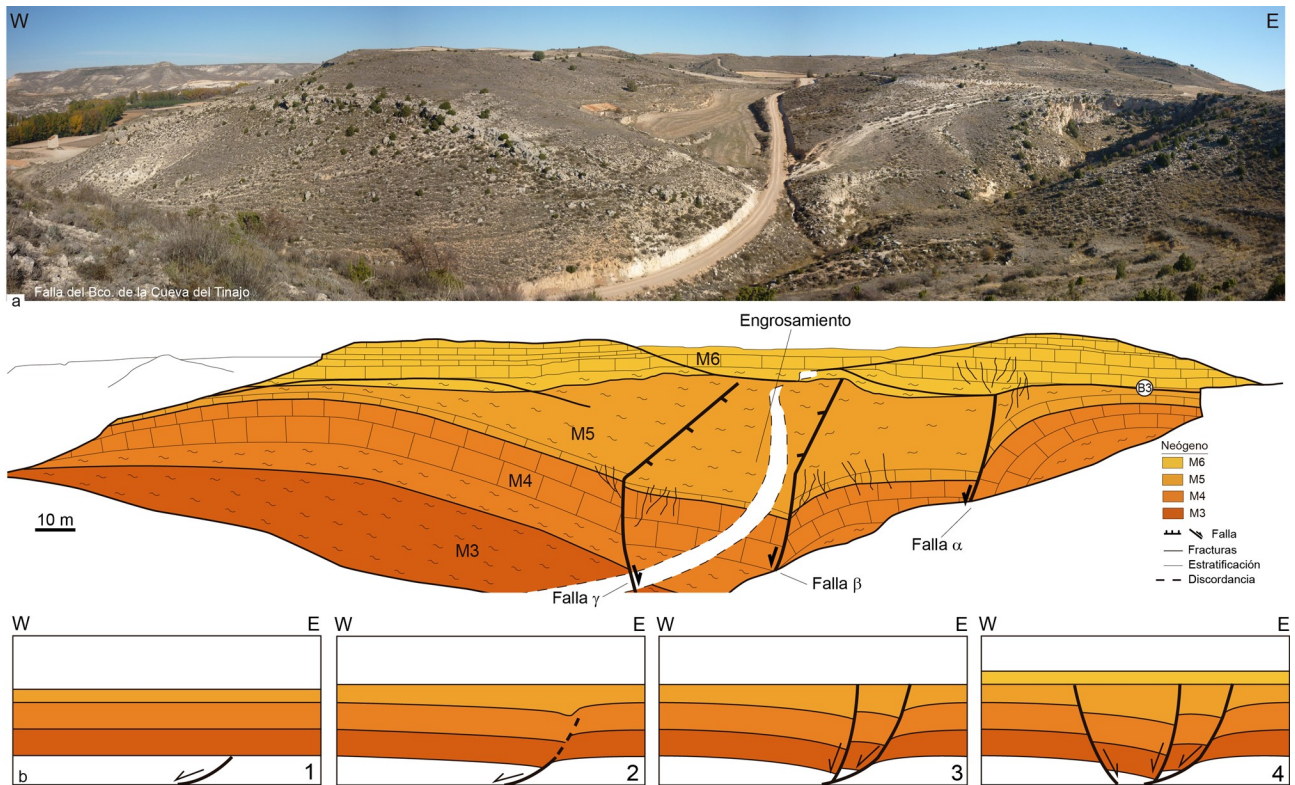


Fig. 6.6. Estructura del barranco de Cueva del Tinajo (noreste de Peralejos). **(a)** Vista general y esquema interpretativo de la estructura en *graben* en la parte central de la falla del Barranco de la Cueva del Tinajo; observense los ganchos de falla y el pliegue de *rollover* desarrollados en relación con las fallas α y β y el engrosamiento de la parte superior de la megasecuencia M5, rellenando el surco formado hasta colmatarlo y dar paso a M6. **(b)** Modelo simplificado de la evolución de la estructura en este sector.

sinclinal asimétrica (Fig. 6.6a). La serie se engrosa hacia el centro de la depresión, especialmente entre las fallas β y γ . Posteriormente, la parte inferior de la megasecuencia M6, con una disposición subhorizontal, fosiliza toda la estructura.

Unos pocos kilómetros al suroeste, cerca de la desembocadura del barranco del Peral en el río Alfambra (al este de Peralejos), se ha reconocido en zonas muy centrales de la cuenca un suave basculamiento de las capas hacia el este y un engrosamiento en la serie carbonatada de la megasecuencia M5 en el mismo sentido (Fig. 6.7). Las unidades inferiores se muestran subhorizontales en las inmediaciones del río Alfambra y van ganando buzamiento hacia el este. Este basculamiento está acompañado de una discordancia angular de muy bajo ángulo en la zona más oriental desarrollada dentro de la unidad M5. El basculamiento sigue aumentando hacia el este (ya fuera del esquema) donde llega a buzarse 15°E en la proximidad de una serie de fracturas cartográficas de orientación NE-SW. Estas fracturas, que muestran en algún caso desplazamientos métricos, se prolongan hacia el NE hasta las inmediaciones del afloramiento del barranco de la Cueva del Tinajo, reconociéndose una coherencia entre la orientación de dichas fracturas y la de las fallas mayores allí descritas.

En detalle, la sucesión calcárea inferior, que se corresponde con el techo de la megasecuencia M4, muestra un espesor constante y forma una tabla rasa que gana buzamiento y llega a flexionarse ligeramente en las inmediaciones de las fracturas mencionadas (Fig. 6.7). La sucesión margosa correspondiente al inicio de la megasecuencia M5 se engrosa hacia el este conforme las calizas de techo de la megasecuencia M4 ganan buzamiento. El espesor de los depósitos margosos de M5, en consonancia con el basculamiento de la serie infrayacente, se incrementa desde la zona occidental hasta la oriental de manera que la potencia es casi el triple junto a las fallas del este, donde también muestra un menor buzamiento que el techo de las calizas de M4, formándose una leve discordancia angular (Fig. 6.7).

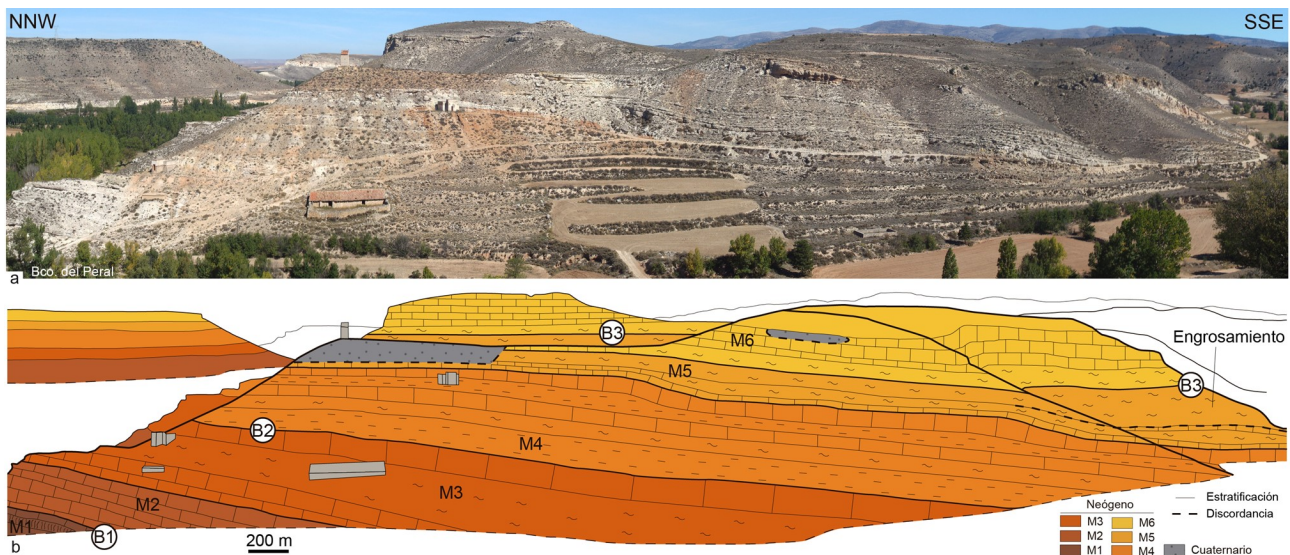


Fig. 6.7. Vista general y esquema interpretativo de la prolongación de la estructura del Barranco de la Cueva del Tinajo hacia el sur en el Barranco del Peral, donde se puede observar el basculamiento general de las megasecuencias M1 a 4 y de la parte basal de la megasecuencia 5 hacia el este. Destaca el cambio de espesor que experimentan los materiales de la megasecuencia 5.

Finalmente, el nivel de calizas a techo de la megasecuencia M6 presenta una disposición subhorizontal y un espesor constante a lo largo de todo el barranco.

La correlación física de los materiales involucrados a través de los niveles guía 6 y 9 indica que las deformaciones descritas (engrosamiento de los megasecuencia M5 en relación con estructuras extensionales) en ambos afloramientos son contemporáneas. Los múltiples yacimientos localizados en las inmediaciones indican una edad Turolense, comprendida entre MN12 (prebasculamiento) y MN13 (postbasculamiento) para los materiales deformados sinsedimentariamente.

Interpretación

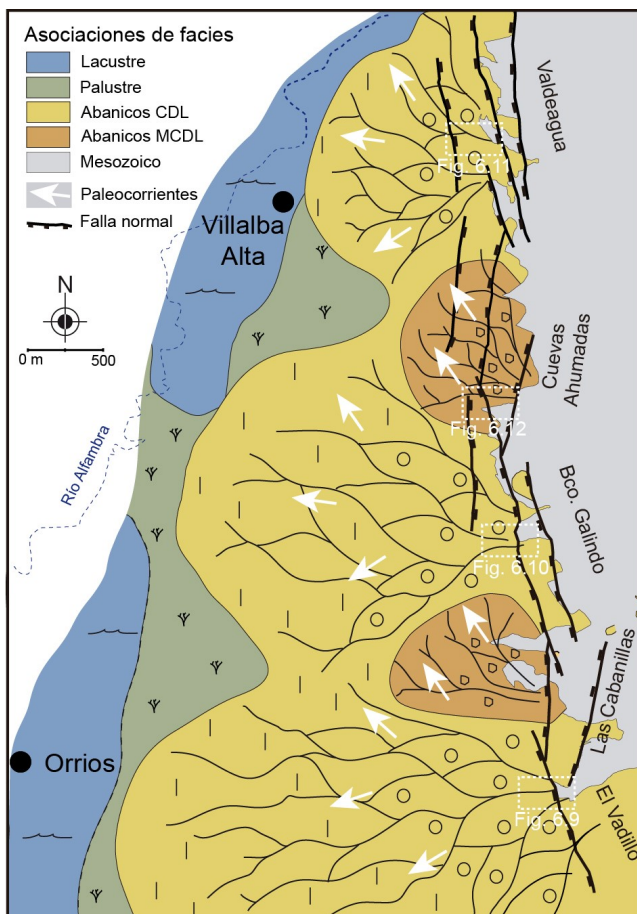
Estas características evidencian el movimiento de una falla intracuenal de orientación aproximada NE-SW y dimensiones considerables, que en la zona del barranco de la Cueva del Tinajo presentó rotura superficial mientras que al sur, en el área del barranco del Peral, se propagó como una falla ciega provocando el engrosamiento de la serie sintectónica. En ambos casos, el inicio de la actividad de la estructura se puede acotar al comienzo de la megasecuencia M5 (Turolense medio, MN13), con la flexión de los materiales inferiores y la formación de un surco que fue rellenado por los materiales de la megasecuencias M5 (Fig. 6.6b). Teniendo en cuenta las características de estos afloramientos y la presencia de los monoclinales en el bloque inferior, todo parece indicar que en los primeros estadios la deformación se acomodó por *bending*. Conforme el plano de falla se propagaba hacia la superficie se formó el dispositivo en *rollover* y la discordancia angular con la rotura superficial del mismo (Fig. 6.6c).

En el techo de la megasecuencia M5 se ha identificado el máximo granulométrico B3 en materiales que presentan una edad del Turolense medio (MN13), y queda situado, por tanto, por encima de las discordancias y las principales deformaciones sinsedimentarias reconocidas. Nuevamente se puede afirmar que el límite megasecuencial B3 responde al cambio de una etapa de mayor actividad tectónica a otra de menor actividad, aunque se localiza ligeramente por encima de la serie con mayor deformación sinsedimentaria.

6.1.5. Sistema de fallas de la Sierra de El Pobo en Orrios Villalba-Alta

La estrecha influencia de la tectónica en la sedimentación se manifiesta de forma muy clara en la relación que existe entre las dimensiones de los abanicos aluviales y las orientaciones y longitud de los segmentos de falla en la zona comprendida entre Orrios y Villalba Alta. Si se considera la actividad de las estructuras y las deformaciones asociadas de manera independiente, solo se puede caracterizar cómo han actuado en un punto y un momento de su historia evolutiva. Por ello, estos afloramientos no se presentarán e interpretarán considerando estructura por estructura, sino de manera conjunta, ya que aportan una información clave para entender el funcionamiento del margen activo a escala de cuenca. Se pretende mostrar cómo fue la interacción entre distintos segmentos de falla, los dispositivos sedimentarios y la paleogeografía resultante, durante una fase de deformación, la cual es reflejo del funcionamiento de la totalidad del margen activo.

Este margen se caracteriza por la alternancia de segmentos de falla de mayor longitud orientados NNW-SSE (segmentos de Manantial del Vadillo, Barranco Galindo y Valdeagua) y otros de menor tamaño orientados NNE-SSW a N-S (Las Cabanillas y Cuevas Ahumadas) (Fig. 6.8). Este dispositivo estructural influyó decisivamente en los sistemas de depósito, existiendo abanicos aluviales pertenecientes a la asociación CDL descrita anteriormente (capítulo 3.2) que se expandieron a partir de los segmentos de falla largos NNW-SSE, mientras que abanicos de muy pequeñas dimensiones (MCDL) se desarrollaron desde los segmentos cortos NNE-SSW a N-S (Fig. 6.8). Las paleocorrientes medidas también muestran esta diferencia: el patrón multirradial (SW a NW) domina en los abanicos CDL, mientras una dirección NW caracteriza los abanicos MCDL (Fig. 6.8). Aunque ambos tipos de abanicos coexistieron durante las últimas etapas de depósito (megasecuencias M7 y M8; Rusciniense tardío-Villafranquiense temprano, MN15-MN16), el desarrollo de los abanicos de mayores dimensiones comenzó antes que el de los



pequeños. Además, los depósitos más antiguos observados correspondientes a los abanicos CDL se disponen en aparente continuidad con depósitos aluviales neógenos infrayacentes, por lo que el desarrollo de estos abanicos debió comenzar con anterioridad al depósito de M7. Por el contrario, los abanicos de muy corto desarrollo se encuentran apoyados directamente sobre rocas jurásicas.

Asociados a las fallas de borde se observan una serie de pliegues de *rollover*, monoclinales de adaptación y pliegues de arrastre afectando a diferentes niveles de la megasecuencia M7 que evidencian una clara deformación sinsedimentaria.

Fig. 6.8. Mapa paleogeográfico sintético del entorno de Orrios-Villalba Alta para el tránsito Rusciniense-Villafranquiense que muestra la distribución de los distintos sistemas aluviales y lacustres palustres asociados, las direcciones de paleocorrientes inferidas y las fallas normales activas en el margen oriental de la cuenca. Se incluyen los nombres de los distintos segmentos estructurales diferenciados en este sector norte de la zona de falla de El Pobo. Nótese la distribución de los abanicos aluviales de corto (CDL) y muy corto (MCDL) desarrollo longitudinal en relación con los distintos segmentos estructurales.

Esta variada deformación sugiere estilos distintos en la propagación y desarrollo de las fallas. A continuación se describen varios afloramientos, que presentan diferentes dispositivos geométricos internos y diferentes relaciones entre la serie neógena y las rocas mesozoicas del margen de la cuenca; se han agrupado de acuerdo con la dirección de cada segmento de falla.

Descripción de afloramientos de segmentos NNW-SSE

El segmento NNW-SSE del Manantial del Vadillo (Vadillo en Fig. 6.8), el más meridional de todos los considerados, presenta una falla principal de escala decamétrica con la misma orientación (falla α en Fig. 6.9a). Esta falla pone en contacto mecánico los materiales conglomeráticos de la megasecuencia M7 del bloque superior con las rocas jurásicas del bloque inferior. Asociada a la falla principal, se reconoce una brecha tectónica que consiste en bloques métricos desorganizados, tanto jurásicos como neógenos, separados por superficies de rotura de escala métrica. Las unidades jurásicas del bloque inferior aparecen basculadas hacia la zona de falla ($< 30^\circ W$), probablemente representando parte de un monoclin de adaptación que ha quedado desplazado por las fallas. En el bloque superior, los depósitos de la megasecuencia M7 muestran una discordancia angular interna que permite dividirla en dos tramos: M7a bajo la discordancia y M7b sobre la misma. Las capas conglomeráticas de la subunidad M7a son cortadas por dos fallas sintéticas (fallas β y γ , Fig. 6.9a), que localmente desplazan los materiales conglomeráticos basales de la unidad M7b. Entre las fallas α y γ , los materiales de la unidad M7a presentan un acusado buzamiento al oeste, mientras que en el bloque oriental de la falla γ los conglomerados de M7a buzando hasta $22^\circ E$ contra el plano, dibujando una suave geometría de *rollover* en el resto del afloramiento.

Los depósitos de la subunidad M7b se encuentran discordantes sobre las capas de la M7a que conforman el cierre del *rollover* contra la superficie de falla, buzando suavemente hacia el oeste. Los materiales de la subunidad 7b inmediatamente ligados al plano de falla forman una pila agradacional que rellena el surco, disponiéndose en *onlap* sobre el techo de la subunidad M7a tanto hacia el oeste como hacia el este. Una progradación aluvial correlativa de la parte superior de la subunidad M7b tiene lugar cuando los depósitos superan la zona de la charnela y fosilizan la zona de falla, mostrando los depósitos una geometría tabular con un buzamiento constante de $21^\circ W$ (Fig. 6.9a). La máxima progradación aluvial se alcanza en torno al límite megasecuencial B4, que marca la base de la megasecuencia M8, ya con carácter retrogradante, que se dispone con un buzamiento similar a M7b y en la que no se han reconocido evidencias de deformación sinsedimentaria en relación con la falla.

Más al norte, la estructura del Barranco Galindo (Fig. 6.10), en el segmento de mismo nombre, es similar a la descrita en El Vadillo, con dos grandes fallas (δ y ϵ) de orientación NNW-SSE que cortan depósitos de la megasecuencia M7 relacionados con abanicos aluviales CDL. Se reconocen igualmente dos conjuntos discordantes correlativos con las subunidades M7a y M7b. La subunidad M7a sólo se conserva en el bloque hundido más occidental, estando limitada su extensión por la falla ϵ ; tanto la falla como la subunidad M7a están fosilizadas por la subunidad M7b. Ésta muestra una forma general de cuña agradacional, que experimenta un engrosamiento hacia la falla δ . En la parte superior del afloramiento se reconoce cómo M7b tiene inclinación suave (hasta $10-15^\circ$) hacia el centro de la cuenca y hacia el este sobrepasa la zona de la falla δ fosilizando los materiales jurásicos. A partir de las relaciones tectosedimentarias descritas se puede interpretar una secuencia de bloque inferior en el fallamiento de este borde de cuenca y que la parte superior de M7b supone una progradación aluvial una vez rellenado el surco asociado a la falla δ .

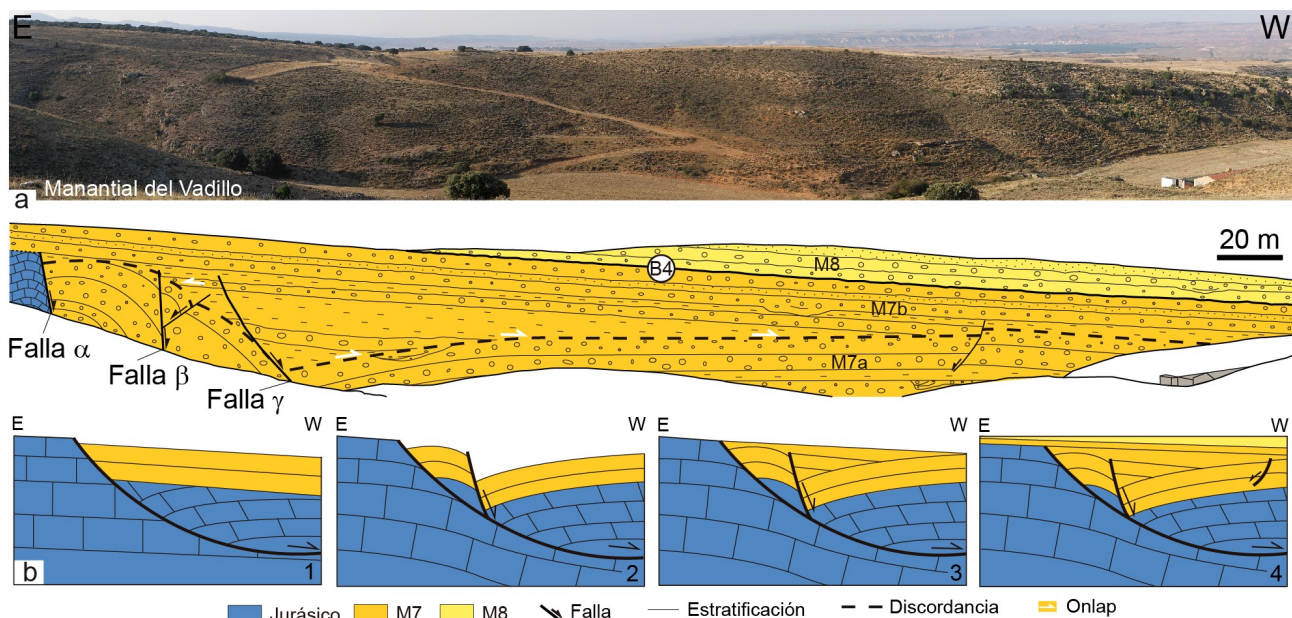


Fig. 6.9. Relaciones tectónica-sedimentación en el afloramiento del Manantial del Vadillo, al este de Orrios. **(a)** Vista general y esquema interpretativo que muestra la discordancia angular intra-megasecuencia M7 existente en la zona de surco adosada al plano de falla; la parte inferior de la megasecuencia (M7a) se encuentra desplazada, plegada en *rollover* y cubierta en *onlap* por la parte superior (M7b). **(b)** Modelo simplificado de la evolución de la estructura en este sector: 1. Activación de la falla y depósito de M7a, 2. Reactivación y formación de una falla sintética, deformación de M7a y formación de un *rollover*, 3. Depósito de M7b rellenando el hueco y disponiéndose en *onlap* sobre M7a y agrandando sobre la falla, 4. Depósito de la parte superior de M7b recubriendo la falla y el bloque inferior, luego de M8.

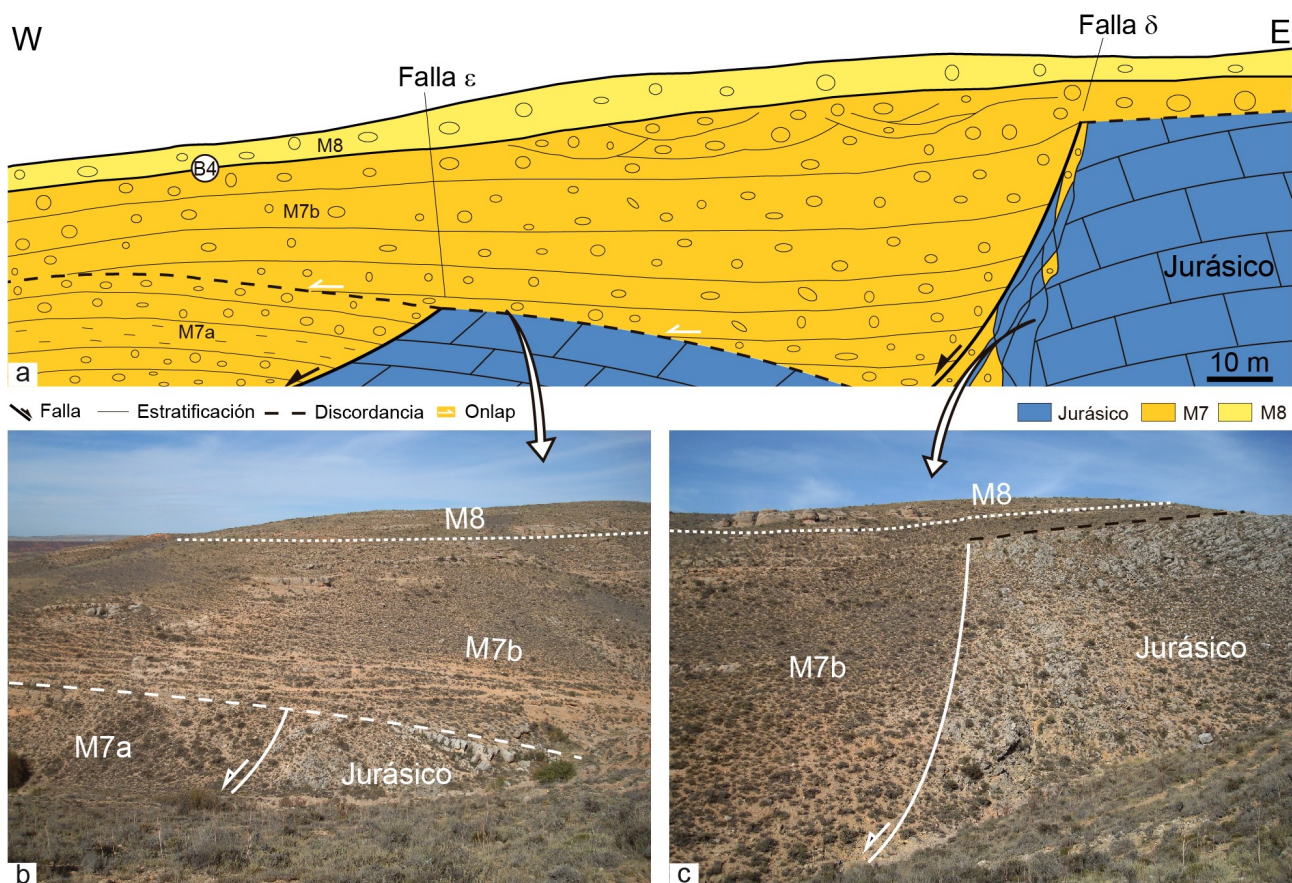


Fig. 6.10. Relaciones tectónica-sedimentación en la zona de Barranco Galindo, en el segmento NNW-SSE del mismo nombre. **(a)** Esquema interpretativo de la discordancia angular intra-megasecuencia M7 existente en la zona de surco adosada al plano de falla en la zona del Barranco Galindo. **(b)** y **(c)** Fotos de detalle que muestran las principales relaciones geométricas interpretadas en este afloramiento; obsérvese cómo la parte superior de la megasecuencia M7 (de mayor granulometría) fosiliza la falla δ .

En el segmento NNW-SSE de Valdeagua se han reconocido varias fallas sintéticas y antitéticas de escala hectométrica que, como en los casos anteriores, afectan a las rocas jurásicas y a los sedimentos de la megasecuencia M7 (Fig. 6.11). El bloque levantado, compuesto principalmente por materiales jurásicos que buzanan al E (generalmente $< 22^\circ$), se encuentra afectado por numerosos planos de falla menores. En el bloque hundido se desarrollan depósitos de un abanico aluvial de tipo CDL con sus depósitos más proximales desplazados en ocasiones por las fallas principales. En este segmento se reconocen dos estilos de deformación a lo largo de un mismo plano de falla. En el afloramiento septentrional de Valdeagua (Fig. 6.11a) se observa una estructura similar a la del barranco Galindo y el Manantial del Vadillo. La falla principal de dirección NNW-SSE presenta en su bloque hundido (occidental) un pliegue de *rollover* desarrollado en materiales correspondientes a la subunidad M7a que son cubiertos en discordancia por los depósitos aluviales de M7b (Fig. 6.11a). Los depósitos de M7b son granocrecientes y es la serie más grosera la que supera el surco creado por el movimiento de la falla.

En el afloramiento sur de Valdeagua, la falla maestra se convierte en una falla ciega y la estructura general cambia a un monoclinual de propagación (Fig. 6.11b). Lutitas y calcretas de la megasecuencia M7 (subunidad M7a) muestran un engrosamiento hacia el oeste definiendo una geometría general de discordancia progresiva. El buzamiento de las capas es próximo a $45^\circ W$ en la parte inferior (Fig. 6.11c) y disminuye progresivamente hacia arriba. Los conglomerados de la parte superior de M7 (subunidad M7b)

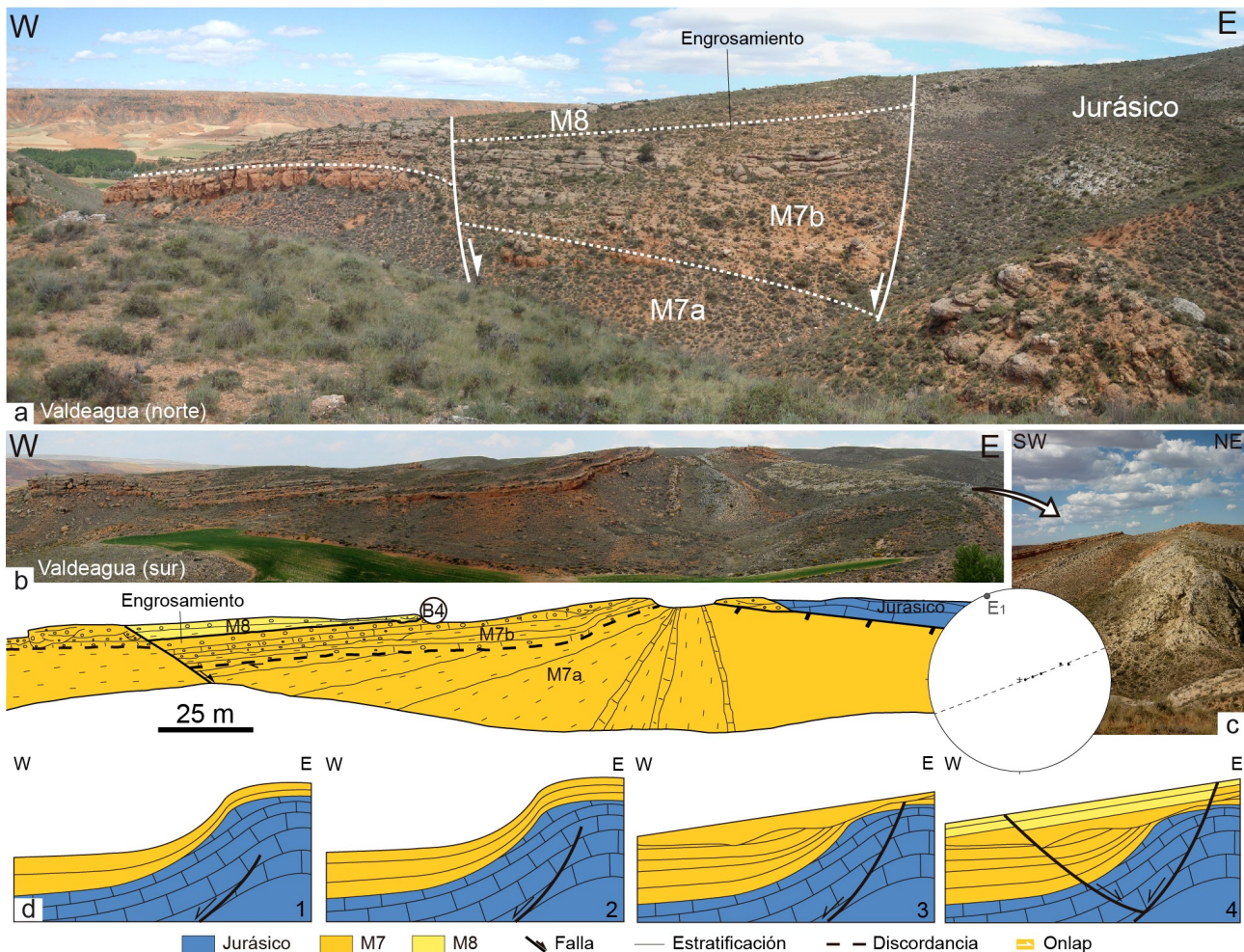


Fig. 6.11. Relaciones tectónica-sedimentación en el segmento NNW-SSE de Valdeagua. **(a)** Vista general del afloramiento norte de la falla de Valdeagua, donde la parte inferior de la megasecuencia M7 (M7a) forma una estructura de *rollover* contra el plano que es rellenada por su parte superior (M7b). **(b)** Vista general y esquema interpretativo del afloramiento central de la falla de Valdeagua, donde la megasecuencia M7 forma una marcada discordancia progresiva en relación con la falla principal. **(c)** Detalle de la discordancia progresiva donde se observa la relación angular real entre las capas; el eje de rotación E_1 es coherente con la dirección que presenta la falla principal. **(d)** Modelo simplificado de la evolución de la estructura en este sector (explicación en el texto).

se localizan en ambos bloques de la zona de falla, donde son desplazados 2-3 m por la falla principal. Al oeste, una falla antitética de escala decamétrica y dirección NNW-SSE desplaza la parte superior de la megasecuencia M7 y a M8 con un aumento de buzamiento (hasta 25°W) y un engrosamiento en algunas capas (Fig. 6.11b). Al igual que en casos anteriores, la progradación aluvial más acusada tiene lugar cuando se rellena el surco creado por la actuación de la falla de Valdeagua y una vez que ha remitido la actividad principal de la misma.

Descripción de afloramientos de segmentos NNE-SSW

En el afloramiento de Cuevas Ahumadas (Fig. 6.12a), los sedimentos neógenos comienzan con caliches calcáreos (hasta 3 m de espesor) que podrían corresponder a M7a, con una disposición en *onlap* sobre las calizas jurásicas, y luego con conglomerados correspondientes a M7b representativos de un sistema aluvial muy pequeño (MCDL). Las calizas jurásicas presentan un buzamiento hacia el NW de hasta 25-30°, mientras que los conglomerados buzanan de 15-23° al NW. Estos últimos materiales se disponen sobre una discordancia de bajo ángulo que los separa de las calizas jurásicas, presentando el contacto un buzamiento generalizado hacia el NW (Fig. 6.12a). Numerosas fallas de dirección NNE-SSW, principalmente antitéticas, producen desplazamientos de escala métrica a decimétrica en las calizas jurásicas y conglomerados basales de M7b, mientras que se amortiguan en la vertical en los niveles superiores de conglomerados de M7b. En cambio, la falla principal situada al este desplaza toda la serie estratigráfica: las subunidades M7a y M7b en Cuevas Ahumadas y la megasecuencia M8 algo más al norte. Cerca del plano de esta falla, en el labio hundido, bloques de caliza jurásica y de conglomerados de M7b forman una estructura de arrastre (*drag fold*). Las capas de la megasecuencia M8 también están inclinadas hacia el NW aunque pierden buzamiento en la vertical.

El segmento de Las Cabanillas, localizado hacia el sur, presenta un esquema estructural y sedimentario similar al del segmento de Cuevas Ahumadas. Las principales características observadas en

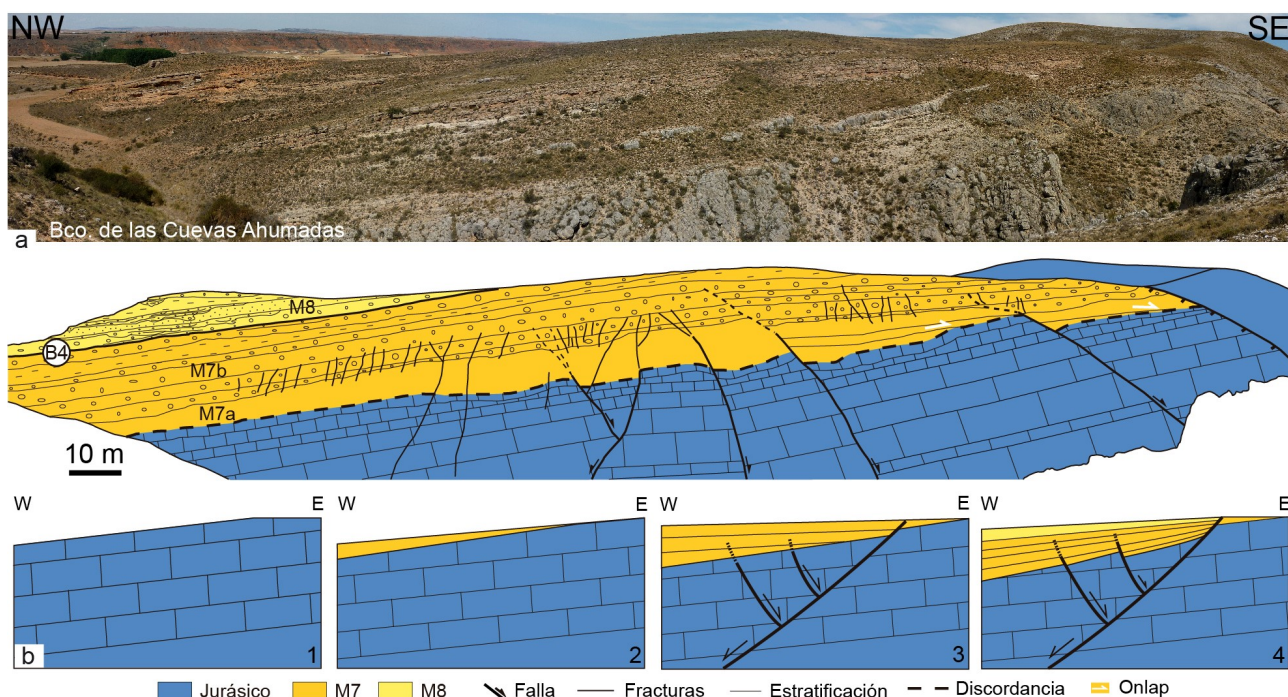


Fig. 6.12. Relaciones tectónica-sedimentación en el segmento de Cuevas Ahumadas. **(a)** Vista general y esquema interpretativo del afloramiento del Barranco de las Cuevas Ahumadas, donde se reconoce un contacto en paraconformidad entre los materiales jurásicos y los conglomerados de la megasecuencia M7 y hacia el SE la subunidad M7a se apoya en *onlap* sobre el Jurásico. **(b)** Modelo simplificado de la evolución de la estructura en este sector (explicación en el texto).

el afloramiento de Las Cabanillas son: i) presencia de un caliche correlativo a la subunidad M7a que se encuentra sobre calizas jurásicas y se relaciona con ellas a través de un discordancia angular de bajo ángulo; ii) inclinación de 7-16° NW de los materiales jurásicos y pliocenos; iii) presencia de fallas NNE-SSW que desplazan a las unidades jurásicas, la subunidad M7a y la parte inferior de M7b; iv) activación de la falla principal que establece el contacto entre el bloque hundido (serie jurásica y pliocena) y materiales triásicos del bloque levantado, y v) granocrecimiento de M7b hasta el límite B4 y luego retrogradación asociada a la megasecuencia M8.

Interpretación cinemática-estructural del sector de Orrios-Villalba Alta

Las observaciones sugieren que en este sector un plano de falla principal situado en profundidad y de dirección aproximada N170°E se propagó verticalmente aprovechando y reactivando distintos planos menores de dirección NNW-SSE y N-S en momentos diferentes. La edad relativamente tardía de la estructuración tectónica de este sector de la cuenca sugiere que es el resultado de la propagación hacia el norte de la deformación asociada a la zona de falla principal de la Sierra de El Pobo (al este de Escorihuela).

Las características descritas para los segmentos del Manantial del Vadillo, Bco. Galindo y Valdeagua norte se interpretan de acuerdo con el siguiente modelo evolutivo (Fig. 6.9b y 6.10a): i) durante el depósito de M7a, las fallas principales (α y ε) generaron la diferencia topográfica necesaria para el desarrollo de un sistema aluvial cuyos depósitos se preservaron en el bloque hundido debido a un incremento del espacio de acomodación; ii) en un momento de mayor actividad tectónica, los planos superficiales (α y δ), acompañados de fallas menores sintéticas (β y γ), se movieron generando un pliegue de *rollover* que afecta a la subunidad M7a; iii) se produce el depósito de la unidad M7b (progradante) rellenando el surco creado y disponiéndose en *onlap* sobre los márgenes; la progradación alcanza su máximo en el tránsito a la megasecuencia M8 cuando los depósitos aluviales ya han fosilizado las fallas principales que han disminuido su actividad (Fig. 6.9b).

En el segmento de Valdeagua sur las características estructurales han sido interpretadas como resultado de una deformación progresiva asociada con una falla NNW-SSE (Fig. 6.11b): i) actividad continua en el extremo sur de una falla ciega con buzamiento al oeste (depósito de la megasecuencia M7); ii) formación de un amplio monoclinas de propagación; iii) propagación superficial de la falla principal desplazando la megasecuencia M7 en la parte oriental, y generándose erosión cerca del escarpe de falla y la sedimentación de la parte superior de la megasecuencia M7 y la M8 (Fig. 6.11b). En este momento se forma una falla antitética que acomoda la deformación.

Las relaciones entre las características estructurales y sedimentarias descritas para los segmentos NNE-SSW del Bco. de las Cuevas Ahumadas y Las Cabanillas se interpretan de la siguiente manera (Fig. 6.12b): i) estas zonas se encontraban elevadas representando probablemente un área de *by-pass* sedimentario, mientras que la sedimentación de la subunidad M7a fue importante en otras áreas; ii) desarrollo del caliche (parcialmente correlativo de M7a) sobre las unidades jurásicas; iii) inclinación de la serie hacia el NW en una etapa temprana, probablemente representando una rampa de relevo desarrollada entre los segmentos NNW-SSE de Valdeagua y Bco. Galindo; iv) depósito de M7b en un sistema aluvial de muy corto desarrollo longitudinal (MCDL) que drenaba hacia el NW, y formación de las fallas sintéticas y antitéticas que definen este segmento estructural (Fig. 6.12b); en algún momento de esta etapa se produce la activación y rotura superficial de una falla de borde NNE-SSW, con el desarrollo del

pliegue de arrastre, y iv) fosilización del sistema de fallas por las capas más altas de M7b cuando se reduce o cesa la deformación extensional, y depósito posterior de la megasecuencia M8.

Interpretación tectosedimentaria del sector de Orrios-Villalba Alta

En una primera etapa, mientras se depositaba la subunidad M7a, las fallas de los segmentos estructurales NNW-SSE (Valdeagua, Barranco Galindo y El Vadillo) se encontraban aisladas. Con el comienzo de la actividad tectónica, se formaron surcos entre las charnelas de los pliegues de *rollover* y las superficies de falla principales, donde los depósitos quedaron atrapados dificultando el transporte hacia el centro de la cuenca. En cada segmento, el desplazamiento y la subsidencia variaban a lo largo de la falla, presentándose en su zona central las roturas superficiales y los mayores desplazamientos, así como la serie aluvial de mayor potencia y granulometría. Por el contrario, en la parte meridional del segmento de Valdeagua (y más allá de los extremos de falla de los otros segmentos NNW-SSE) se desarrolló un monoclinado de adaptación a una falla que en aquel momento era ciega. Durante esta etapa, los segmentos de falla NNE-SSW permanecieron prácticamente inactivos, probablemente representando rampas de relevo suave entre los segmentos activos NNW-SSE y actuando como áreas de derivación de sedimentos.

En una segunda etapa, los segmentos NNW-SSE sufrieron un desplazamiento significativo, con la formación de pliegues de *rollover* en los bloques hundidos (excepto en el segmento meridional de Valdeagua, donde continuó el estilo de deformación por *bending*). Esta etapa es contemporánea del depósito de M7b, que relleno el espacio de acomodación generado por la deformación y se expandió en *onlap* tanto hacia el borde de cuenca como hacia el centro de la misma. Mientras tanto, las fallas de los segmentos de orientación NNE-SSW rompieron superficialmente escalonando las cabeceras de las rampas de relevo previas. En los nuevos espacios de acomodación creados se desarrollaron sobre el sustrato mesozoico abanicos aluviales más cortos y con un drenaje oblicuo (paleocorrientes al NW).

En la tercera etapa, la evolución estructural del margen de la cuenca culminó con la coalescencia de los segmentos estructurales NNW-SSE y NNE-SSW que condujo a la formación de una zona de falla única que se comportaba uniformemente desde el punto de vista cinemático y a una progradación generalizada de todos los sistemas aluviales conjuntamente durante el final de la megasecuencia M7 (parte alta de M7b) que culmina con la máxima progradación que tiene lugar en relación con el límite secuencia B4 (tránsito M7-M8).

En esta zona se pone de manifiesto cómo la actividad tectónica muestra un carácter relativamente gradual durante una megasecuencia granocreciente, desarrollando diferentes estructuras, discordancias y cambios en las zonas de drenaje que muestran la complejidad de la evolución de un margen extensional (e.g. Jackson y Leeder, 1994; Gawthorpe y Leeder, 2000). Como se ha visto, los distintos segmentos muestran semejanzas en los dispositivos geométricos y estructurales que apuntan a una evolución cinemática similar en todos ellos. La progradación aluvial asociada al límite B4 se manifiesta de forma conjunta en todos los afloramientos y siempre por encima de las discordancias locales que no tiene por qué ser sincrónicas. Aparentemente, la unión estructural de todos los segmentos de la zona de falla de El Pobo es la que facilita que se manifieste una progradación conjunta coincidiendo con el límite B4, que no necesariamente refleja el momento de mayor actividad tectónica, que como hemos visto fue anterior en el tiempo, si no la colmatación, tras la ralentización de dicha actividad, de los distintos surcos aislados. Esta colmatación fue la que finalmente redujo el espacio de acomodación en el margen activo y facilitó la progradación de los sistemas aluviales hacia el centro de la cuenca.

6.1.6. Deformación temprana de las calizas tuolienses

La parte superior de la megasecuencia M4 y la parte basal de la megasecuencia M5 (Tuoliense, MN12-MN13) se corresponden con un nivel de calizas y margas con intercalaciones de limos y lutitas. Este nivel es fácilmente reconocible en campo ya que presenta una geometría ondulada y se extiende por toda la zona de estudio (Figs. 6.13 y 6.14), especialmente por la zona central de la cuenca, en las muelas situadas en las inmediaciones del cauce del río Alfambra. Se corresponde con el clásico Páramo 1 (Godoy *et al.*, 1983a,b) y su parte superior se caracteriza por presentar evidencias de intensa deformación sinsedimentaria o temprana, de mediana-pequeña escala, que le confieren un aspecto muy desestructurado en afloramiento. La presencia de numerosas fallas normales de escala métrica, pliegues muy laxos, brechas, rellenos fisurales y estructuras de deformación de sedimentos blandos (SSDSs) sugieren actividad tectónica en relación con la sedimentación de la parte alta del nivel carbonatado. Inmediatamente por encima, existe una potente serie notablemente más terrígena, con margas en el centro de la cuenca y sedimentos detríticos finos que proceden de los márgenes, que marcan ya claramente una progradación que termina con el máximo progradante que define el límite secuencial B3.

En general, este paquete carbonatado muestra un aspecto general ondulado como consecuencia de un plegamiento muy laxo y continuado que se manifiesta de forma más clara hacia el margen activo (Figs. 6.13a,b y 6.14a,b). La deformación es más evidente en aquellas zonas donde se han reconocido lineamientos o evidencias de la actuación de fallas de mayor escala fosilizadas, por lo que puede ser consecuencia de una adaptación por *bending* al desplazamiento de dichas fallas. Además, en el caso concreto del Bco. del Peral (ver apartado 6.1.4), las ondulaciones se hacen más intensas en la zona donde el anticlinal de *rollover* incrementa su buzamiento. La serie detrítica inmediatamente superior (representada entre los perfiles Prado y Cerro de Mentiras, Fig. 3.40) muestra un notable engrosamiento hacia el este (Fig. 6.13a). Muy probablemente, la deformación del nivel de calizas estuvo magnificada por la existencia de los niveles margosos y lutíticos infrayacentes, que facilitaron por un lado el enraizamiento muy superficial de múltiples fallas menores (Fig. 6.13c,d) y por otro una aplicación del efecto suelo.

A escala de afloramiento es muy característica la presencia de fallas lítricas de dimensiones métricas (Figs. 6.13d, 6.14c,d), fracturas hidroplásticas con planos intensamente estriados (Fig. 6.14e), zonas cizalladas (Fig. 6.14f) y rellenos fisurales. Las primeras enraízan en niveles plásticos muy próximos de margas y lutitas, generando pequeñas depresiones (*grabens*) y umbrales (*horsts*). De manera sistemática se ha observado que allí donde se generan estas estructuras el hueco es rellenado por depósitos limosos con geometría lenticular (Fig. 6.14c,d), lo que implica la existencia de sedimentación carbonatada en el momento de generación de las estructuras.

Interpretación

Además de la propia deformación sinsedimentaria reconocida por los cambios de espesor de los sedimentos en relación con fallas y otras estructuras, la presencia a lo largo de todo el conjunto de numerosos rellenos fisurales de distintas escalas, estructuras en embudo rellenas por los materiales carbonatados superiores (Fig. 6.13c) y fracturas hidroplásticas indica que gran parte de la deformación y fracturación ocurrió en un estadio temprano respecto al depósito, cuando los materiales aún no se encontraban completamente litificados y se introdujeron en el interior de las fisuras.

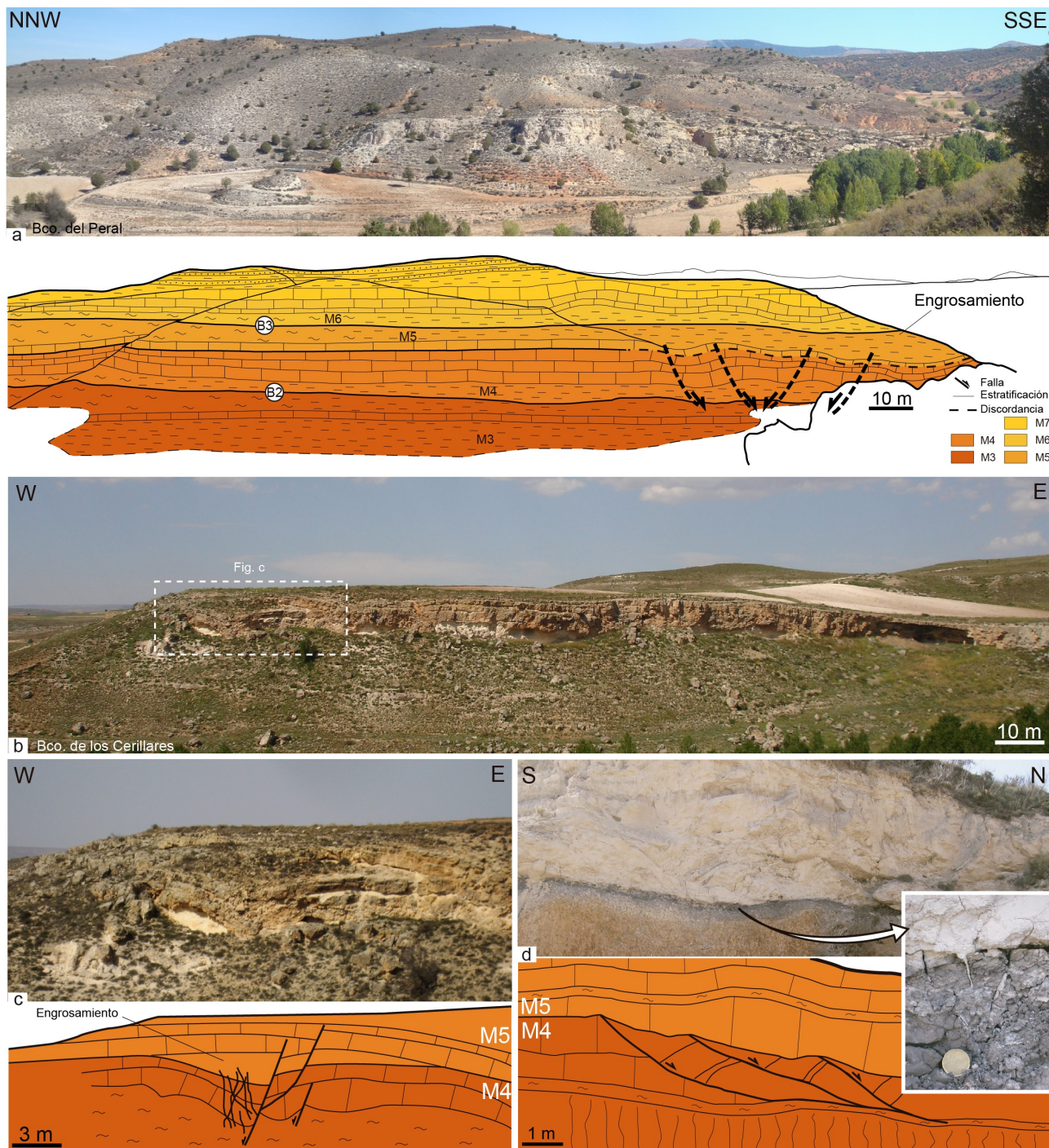


Fig. 6.13. Deformación sinsedimentaria y temprana en las calizas turolienes (Paramo 1). **(a)** Vista general del nivel deformado correspondiente a la parte inferior de la megasecuencia M5 en el Barranco del Peral (este de Peralejos), afectado por múltiples planos de falla menores y fosilizado por depósitos terrígenos de la parte superior de la megasecuencia M5, ligeramente engrosados. **(b)** Vista general del mismo nivel deformado en la zona del Barranco de los Cerillares (SE de Alfambra) donde presenta un continuo ondulamiento. **(c)** Detalle y esquema interpretativo de la deformación interna de un nivel con fallas sinsedimentarias y engrosamientos locales de la megasecuencia M5 (ver situación en b). **(d)** Detalle y esquema interpretativo de un afloramiento al S de Alfambra con fallas menores afectando a la megasecuencia M4 (sin evidencias de carácter sinsedimentario), que enraizan en un nivel margoso con pequeños rellenos fisurales (imagen de detalle), y su fosilización por las calizas de M5 que muestran cierta disposición en *onlap*.

Las deformaciones descritas son el reflejo de un intenso episodio tectónico que afectó a la totalidad de la cuenca y permiten acotar su cronología a la parte superior del nivel carbonatado descrito, que se corresponde a su vez con la parte inferior de la megasecuencia M5. Las deformaciones se encuentran desarrolladas en el centro de la cuenca y son correlativas, como hemos visto, de discordancias y estructuras de orden mayor reconocidas en el margen activo. La mayor parte de discordancias de escala decamétrica se concentraron en las fallas del borde mientras que hacia el centro de la cuenca, donde la

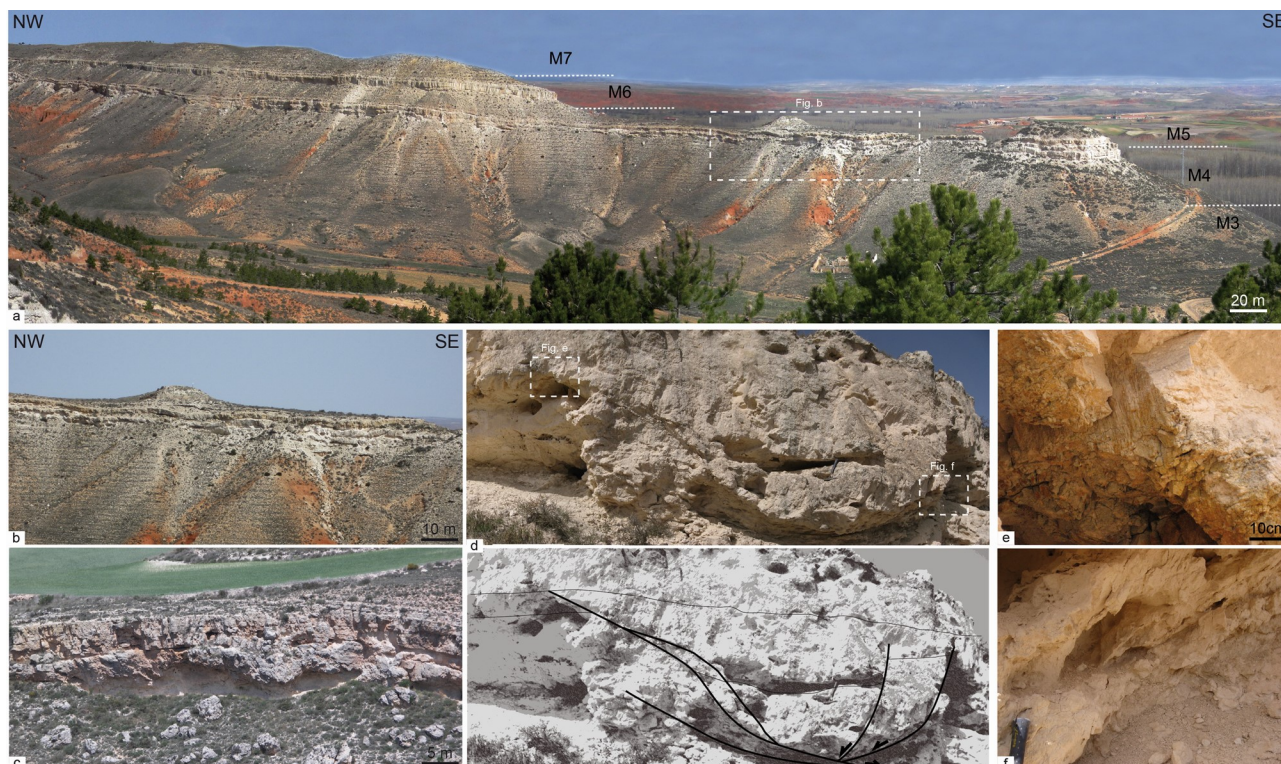


Fig. 6.14. Otros afloramientos con deformación en las calizas Turolenses. **(a)** Vista general del nivel deformado correspondiente al tránsito entre las megasecuencias M4 y M5 en el Barranco del Buen Vecino (Alfambra) y **(b)** detalle de las ondulaciones que afectan a ese nivel, suma de múltiples pliegues de acomodación a fallas menores (ver situación en a). **(c)** Vista general de un pequeño *graben* en el que se desarrolla una geometría de aspecto canaliforme (al sur de Alfambra) y **(d)** detalle y esquema interpretativo de la deformación interna del nivel, con fallas sinsedimentarias y engrosamientos locales de la megasecuencia M5 en pequeños *grabens* que definen una geometría de canal. **(e)** Detalle de una superficie de falla de carácter hidroplástico. **(f)** Zona de falla que muestra múltiples planos paralelos.

presencia de macroestructuras es aparentemente menor, el estilo de deformación cambió, con desarrollo de estructuras de orden menor. La serie detrítica sobre el nivel carbonatado interpretada se corresponde con la parte superior de la megasecuencia M5, representada por una evolución granocreciente en los depósitos groseros relacionados con las mesoestructuras del borde de cuenca, que finalmente culmina con el límite megasecuencial B3. Este máximo de progradación aluvial, temporalmente posterior a la etapa de mayor actividad tectónica, marca el tránsito a la megasecuencia M6 de tendencia granodecreciente que ha sido asociada a la disminución de la actividad tectónica.

6.2. ESTRUCTURAS DE DEFORMACIÓN EN SEDIMENTOS BLANDOS: SISMITAS

Las estructuras de deformación en sedimentos blandos (*Soft Sediment Deformation Structures*, SSDSs) son bastante abundantes en los materiales estudiados, independientemente de su litología y edad, aunque se han reconocido de forma más notable en el entorno de las fallas de Concud y El Pobo. Además de los ya apuntados para la megasecuencia M5, Los niveles deformados se encuentran mayoritariamente concentrados en dos tramos concretos del relleno neógeno que se corresponden con las megasecuencias M1 y M2 (Vallesiense, MN9), el primero, y con las megasecuencias M8 y M9 (Villafranquiense, MN16), el segundo. La descripción y caracterización de las SSDSs reconocidas a lo largo de toda la cuenca resultaría una labor tediosa, por ello a continuación, se prestará un trato especial a las agrupadas en dichos tramos que podrían interpretarse como prueba indirecta de un momento de actividad tectónica.

Descripción de las sismitas

La descripción e interpretación detallada de las SSDSs del Mioceno y Plioceno localizadas en el sector norte de la Fosa de Teruel y extremo sur de la Fosa del Jiloca ha sido ya abordada en diferentes trabajos. En el entorno de la Falla de Concud, a partir del estudio de afloramientos próximos a la localidad del mismo nombre y de los sondeos de Masada Cociero y Las Ramblillas, Ezquerro *et al.* (2015, 2016a) reconocen en depósitos palustres y aluviales, ahora adscritos fundamentalmente a la megasecuencia M9, varios niveles con SSDSs inducidas sísmicamente. Asimismo, al pie del Sistema de Fallas de la Sierra de El Pobo, en los depósitos eólicos de la zona de Escorihuela, pertenecientes también a la megasecuencia M9, Lafuente *et al.* (2008) y Liesa *et al.* (2016) caracterizan varios niveles deformados que atribuyen a sismitas. En las inmediaciones de esta misma zona, tanto al noroeste como al sur, deformaciones en varios niveles lacustres y conglomeráticos son catalogados por Ezquerro *et al.* (2014) también como sismitas, si bien en este caso se encuentran en relación con las megasecuencias M1 y M2. A continuación, se presenta una síntesis de las características principales que muestran dichas deformaciones que se consideraron como sísmicamente inducidas.

En la **zona de Concud**, en lo que se ha interpretado como una cubeta residual, se identificaron entre los perfiles de Masada Cociero, Las Ramblillas y Concud más de 59 capas deformadas, 35 de las cuales se interpretaron como sismitas. Éstas se concentraban en la parte basal de los dos primeros sondeos y la correlación establecida indica que se trata de materiales aproximadamente equivalentes y de edad próxima al Villafranquiense inicial (MN16) (Fig. 6.15). En función de sus características morfológicas se distinguieron cuatro tipos: diques clásticos, estructuras de carga, tipo diapirico y *slumps*.

Diques clásticos. Son las estructuras de deformación más frecuentes, habiéndose contabilizado 20 casos entre ambos sondeos. Generalmente, forman conductos casi verticales que atraviesan las láminas sedimentarias que se disponen sub-horizontales (Fig. 6.16a). El material que rellena los conductos varía en tamaño de grano de limo arcilloso a limo grueso o arena fina. La escala de los diques es muy variable, desde unos pocos centímetros hasta 1,5 m de altura. Muestran forma variable en sección 2D, pero siempre con una morfología más o menos alargada y paredes pseudoparalelas; en ocasiones se observan en 3D y responden a conductos planares o cilíndricos con diámetros variables (normalmente de unos pocos milímetros a unos pocos centímetros). Localmente, la morfología de los diques puede ser más complicada, mostrando patrones complejos que evolucionan desde conductos verticales a disposiciones inclinadas y horizontales (Fig. 6.16b, c). En estos casos, los diques clásticos se originaron en niveles limosos o arenosos (niveles fuente) que muestran siempre una textura homogeneizada. Hemos reconocido cuatro tipos principales de terminación vertical de estos diques: i) interrupción repentina bajo superficies erosivas; ii) localmente, terminación en la base de láminas de grano fino con morfología de tipo lacolito (contacto convexo) que deforma ligeramente la barrera de permeabilidad suprayacente; iii) terminación de tipo embudo con un hueco de las láminas superiores que se estrecha hacia la parte inferior del dique, y iv) morfología compleja, con láminas que muestran un cambio de orientación gradual verticalizándose en torno al dique, acompañadas de una flexión o de la laminación de los materiales superiores (estructuras de carga sobre el dique). Los diques han deformado, a menudo activamente, las láminas sedimentarias que atraviesan a lo largo de trayectorias verticales: la laminación hospedante puede plegarse hacia arriba o simplemente romperse sin experimentar rotación.

Los diques reconocidos en afloramiento (dos capas en los depósitos aluviales-lacustres superiores de la sección de Concud) son de 0,45 y 0,5 m de altura y muestran una longitud variable lateralmente. Las

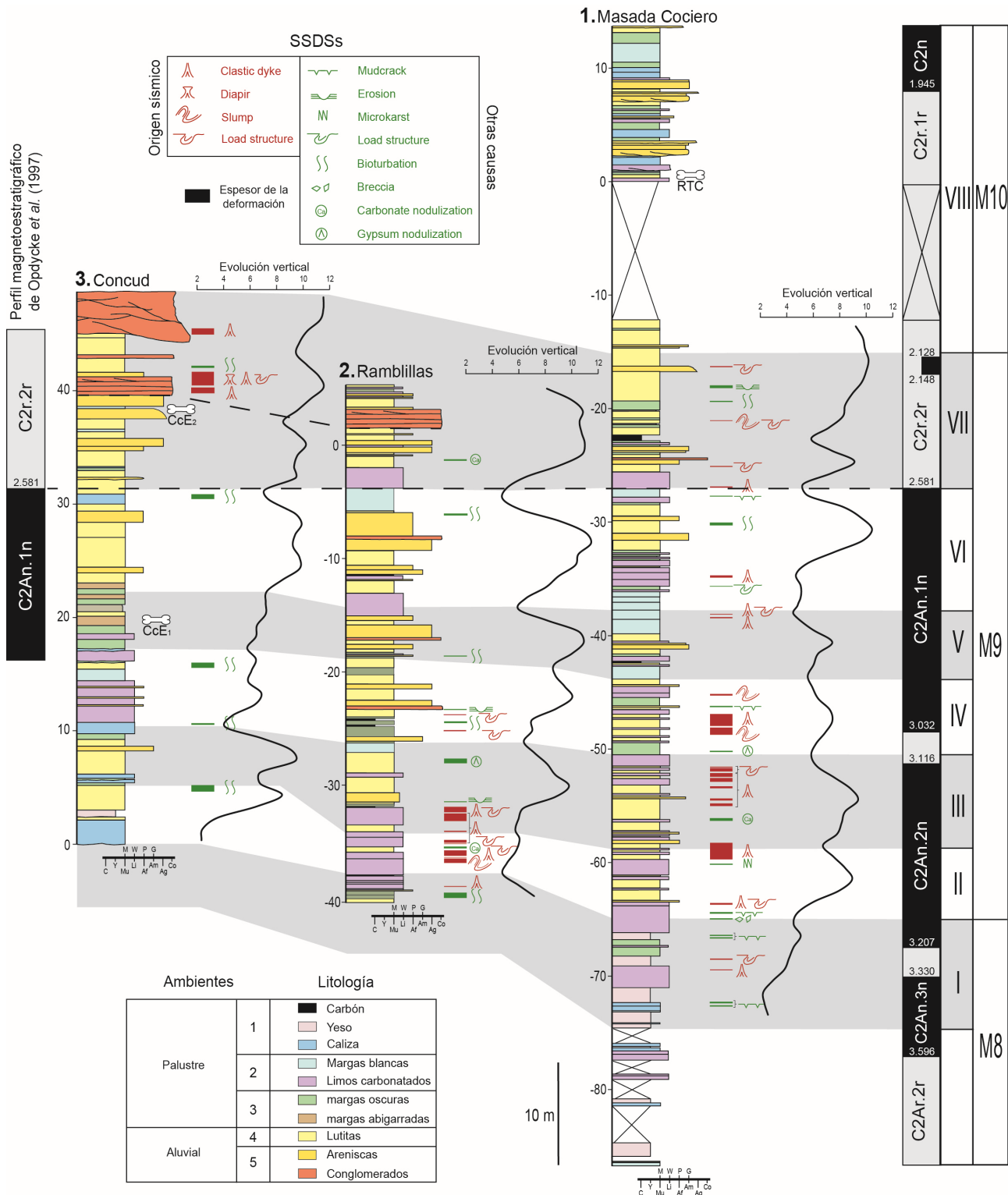


Fig. 6.15. Posición estratigráfica, correlación y datación de las deformaciones en sedimentos blandos reconocidas en el perfil de Conclud y en los sondeos cercanos de Las Ramblillas y Masada Cociero; aquéllas que se han interpretado como sismitas (en rojo) se localizan hacia la parte inferior del relleno, coincidiendo con un ligero engrosamiento de la serie (modificado de Ezquerro *et al.*, 2016b).

inyecciones dirigidas hacia arriba muestran morfologías irregulares (a menudo no son verticales) y se desarrollan en depósitos integrados por una alternancia de areniscas de grano fino, limos y conglomerados (Fig. 6.17a, b). En algunos diques (Fig. 6.17a), el conducto es relleno por limos rojizos de grano grueso con cantos dispersos que se intruyen en areniscas de grano grueso adyacentes que muestran laminación replegada hacia arriba. Otros diques sólo afectan a areniscas y conglomerados de grano grueso (Fig. 6.17b); en ellos el conducto es relleno por areniscas con cantos dispersos, y rompe las capas de

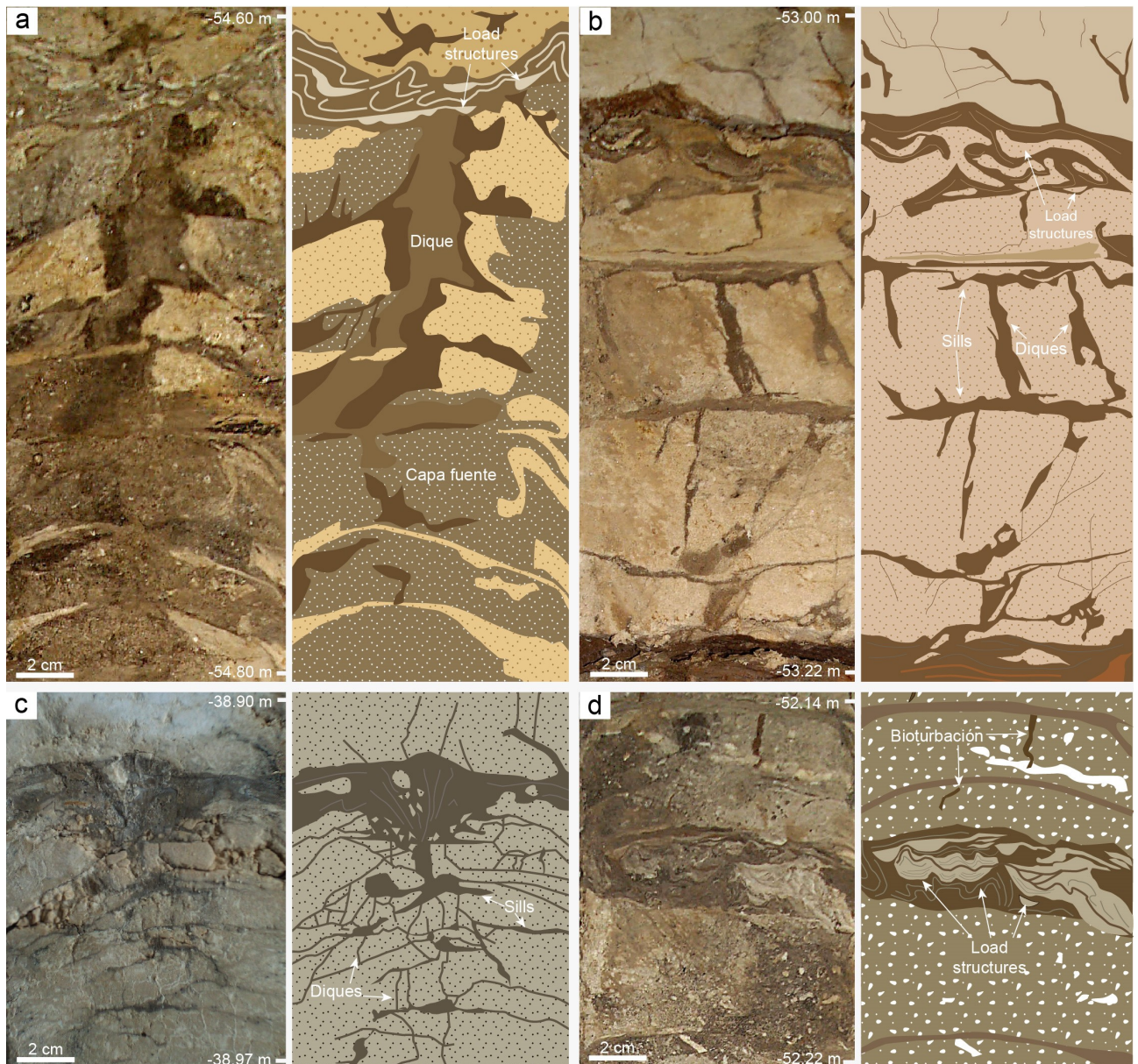


Fig. 6.16. Algunos tipos de estructuras de deformación en sedimentos blandos (SSDSs) observadas en los depósitos atravesados por el sondeo de Masada Cociero (modificado de Ezquerro *et al.*, 2015). Se indica (en metros de profundidad desde la superficie) la posición de cada muestra dentro del mismo. **(a)** Dique clástico vertical aislado, relleno por material limoso fino que rompe la laminación hospedante; se puede reconocer la capa fuente del material intruido. **(b)** Complejo de intrusiones verticales (diques clásticos) y horizontales (*sills*) relacionados con la licuefacción del material limoso marrón. **(c)** Dique clástico con morfología de domo (tipo lacolito) desarrollado bajo una barrera de permeabilidad. **(d)** Estructuras de carga y pequeños *pillows* de material arenoso desarrollados dentro de una capa limosa centimétrica.

conglomerados formando pliegues apretados en las paredes del dique (Fig. 6.17b). Cerca de los bordes del dique, algunos cantos tienen su eje A sub-paralelo al dique (Fig. 6.17a, b). Los diques siempre terminan hacia arriba en una superficie erosiva, sobre la que se disponen depósitos canalizados no deformados con estratificación cruzada (Fig. 6.17a) o niveles tabulares de conglomerados con cantos imbricados (Fig. 6.17b). Las zonas de origen de los diques clásticos siempre muestran una textura masiva y clastos orientados verticalmente.

Estructuras de carga. Se han reconocido 14 capas con estructuras de carga. Se caracterizan por un contacto deformado entre sedimentos de litologías diferentes, más densos los superiores (arena de grano fino a grano grueso) y menos densos los inferiores (limos y limos arcillosos, Fig. 6.16a, b y d). Presentan contornos plegados cóncavo-convexas, reconociéndose lóbulos del material superior

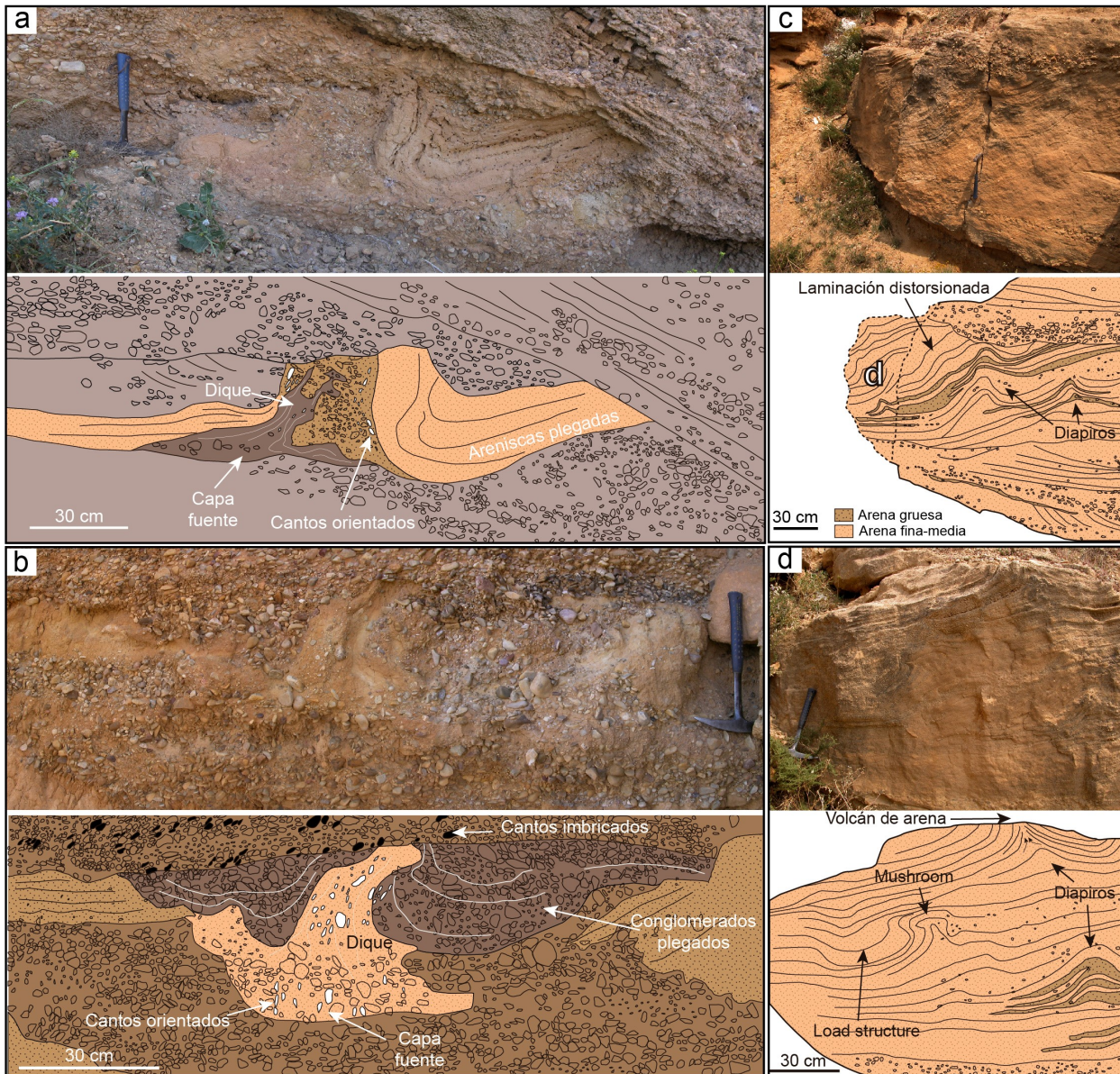


Fig. 6.17. Estructuras de deformación en afloramientos en el entorno de la localidad de Concul (modificado de Ezquerro *et al.*, 2016b). **(a)** Dique clástico de grandes dimensiones formado por un conducto vertical simple relleno de materiales de grano fino deformando a un nivel de arenisca que además es fracturada. Se puede observar la capa de origen de la intrusión hacia la base y la orientación de los cantos verticalizados en las paredes. **(b)** Dique clástico próximo al anterior también de grandes dimensiones y con una geometría de conducto vertical simple relleno de materiales de grano fino deformando a un nivel de conglomerados suprayacente. **(c)** Diapiros y estructuras de carga desarrolladas en un cuerpo canaliforme de arenisca distorsionando completamente la estratificación cruzada.

proyectados hacia abajo, mientras porciones del material infrayacente se dirigen hacia arriba. La morfología general puede describirse como una serie de estructuras de carga separados por estrechas estructuras tipo *flame*. La laminación interna se curva según la morfología de la estructura, y sólo en su núcleo las láminas se deforman irregularmente pudiendo generarse incluso una zona masiva (Fig. 6.18). Sus tamaños oscilan desde unos pocos centímetros hasta 0,5 m de altura, y su anchura desde milimétrica hasta decimétrica (superior al diámetro del testigo del sondeo). Localmente, el sedimento suprayacente afectado puede moverse hacia abajo formando cuerpos aislados en el sedimento inferior en forma de gota o almohadilla (estructuras tipo *drop* o *pillow*) de unos pocos milímetros de anchura. A menudo, los niveles sedimentarios supra- e infrayacentes mantienen la laminación primaria, aunque plegada siguiendo la morfología del contacto deformado. Como se ha comentado anteriormente, algunas estructuras de carga están relacionadas con la terminación superior de los diques. En estos casos no se han detectado diferencias apreciables de tamaño de grano entre las unidades superior e inferior. En algunos casos, muestran una asimetría muy marcada que define una vergencia hacia el SE.

Slumps. Se han reconocido tres niveles con *slumps* entre los dos sondeos; se caracterizan por afectar a varias litologías, incluyendo limos, lutitas, areniscas y láminas de carbonato, y por presentar morfologías complejas. Los espesores de estos niveles deformados pueden superar el metro de espesor. Las geometrías reconocidas son estructuras contractivas como pliegues apretados, volcados e incluso recumbentes, que llegan a superar el diámetro del testigo, a los que no se asocian superficies de despegue claras (Fig. 6.19). Localmente, fragmentos alargados en zonas brechificadas se orientan con los pliegues volcados y recumbentes que deforman a los sedimentos circundantes. A menor escala, se han reconocido (i) grietas irregulares en las que se incrustan puntualmente pliegues rectos y apretados, y (ii) cabalgamientos con anticlinales de bloque superior asociados.

Diapiros. El término diapiro se utiliza aquí para describir SSDSs en forma de cúpula que arquean las láminas suprayacentes sin llegar a romperlas. Estas estructuras sólo se han reconocido en un cuerpo de arenisca de 1,2 m de espesor en el afloramiento de Concud. Los depósitos se componen de una alternancia de láminas de arenisca de grano fino a medio y grueso con estratificación cruzada en surco. Las estructuras de tipo diapírico alcanzan un máximo de 0,42 m de altura y 0,3 m de longitud (Fig. 6,17c). En la parte superior de la estructura, la laminación sedimentaria primaria se conserva pero se han deformado y son convexas, independientemente del tamaño del grano de las láminas. En general, representan pliegues simétricos antiformales con una charnela angular. Las zonas inferiores están formadas por areniscas de grano fino, que son masivas o muestran láminas irregularmente deformadas. Ocasionalmente, algunos diapiros exhiben una geometría de hongo (tipo *mushroom*) relacionada con estructuras de carga, mientras que otros son truncados por una superficie erosiva superior (Fig. 6.17d).

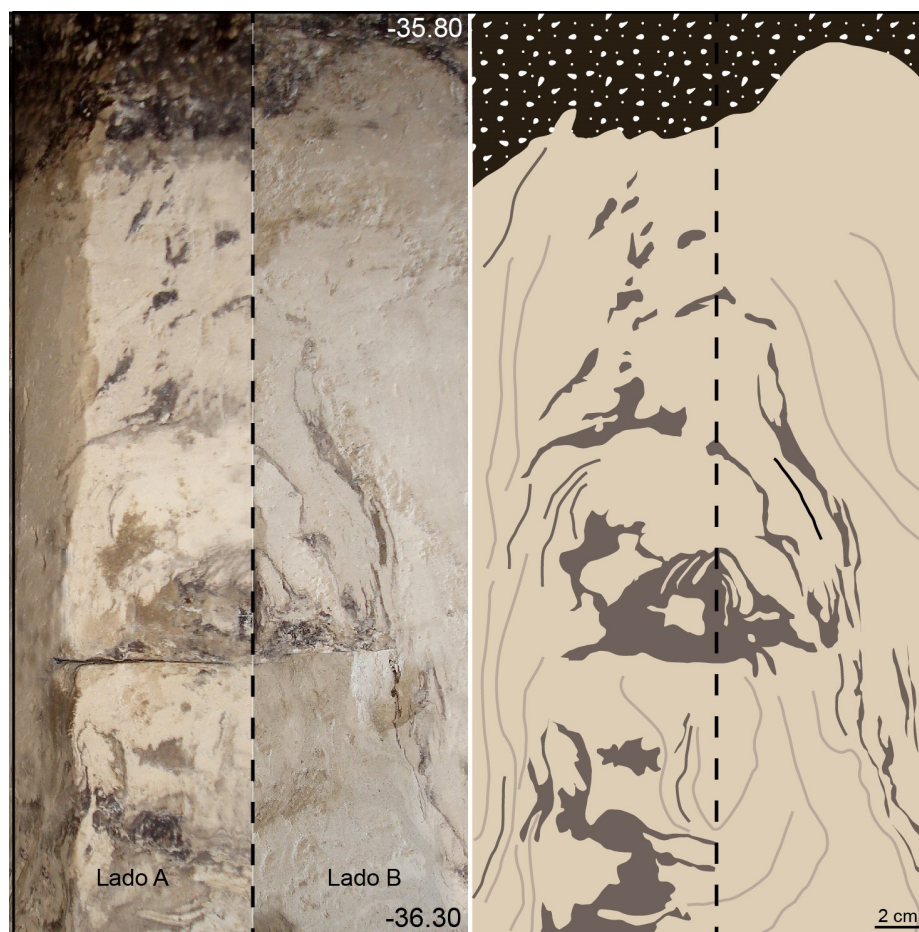
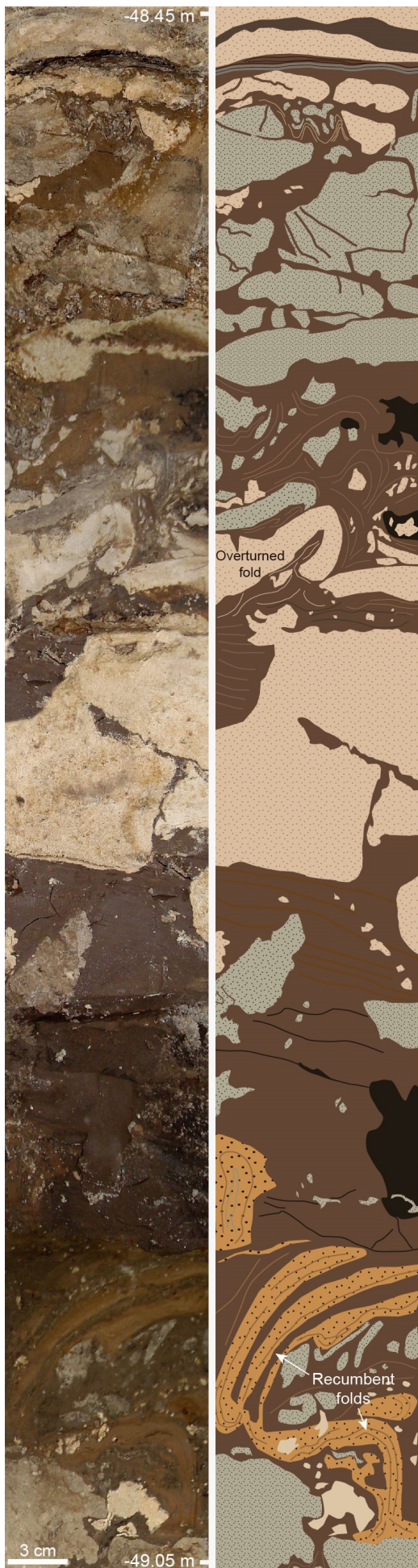


Fig. 6.18. Estructura de carga de grandes dimensiones (mayores que el diámetro del sondeo) en el sondeo de Las Ramblillas. Se indica (en metros de profundidad desde la superficie) la posición de la muestra. El tamaño y geometría de la estructura requieren dos secciones perpendiculares (Lado A y Lado B) para su adecuada observación. La parte superior oscura (carbón) se encuentra indeformada. Modificada de Ezquerro *et al.* (2016b).



En la zona de las **canteras de áridos de Escorihuela**, al SE de la localidad, se han identificado numerosos niveles con deformaciones, la mayoría de las cuales se corresponden con huellas de animales. A pesar de ello, 7 niveles deformados (6 en el frente sur y uno en el frente norte de la cantera), incluidos en la megasecuencia M9, han sido interpretados como resultado de la génesis de estructuras de licuefacción inducidas sísmicamente (Fig. 6.20). Las SSDSs se concentran en la parte basal del afloramiento y la correlación establecida indica que se corresponde aproximadamente al Villafranquiense inicial (MN16). Las deformaciones presentan geometrías complejas y se clasifican como deformaciones de carga, con estructuras de escape de fluidos asociadas en algunos casos.

Estructuras de carga (pillar and dish y drop structures). Las capas deformadas en el frente sur de la cantera, están formadas por facies eólicas y aluviales. Los niveles inferiores se corresponden con una alternancia de láminas de arena de diferentes tamaños de grano, de finas a gruesas, con finas intercalaciones de limos. En la parte superior del afloramiento, las facies eólicas y aluviales se interdigitan, y las capas deformadas son de arena gruesa y gravas. Las capas con deformaciones tienen entre 8 a 25 m de extensión lateral y un espesor de 10 a 40 cm; el tamaño de las deformaciones varía en función del tipo de estructura y litología afectada. Así, las estructuras de carga presentan 10-20 cm de ancho y se desarrollan en capas arenosas con ligeras diferencias en el tamaño del grano. En sección transversal, los lóbulos tienen una morfología cóncava (localmente hay estructuras vergentes), y en planta se observan morfologías elípticas y circulares. En el interior de los lóbulos, y en las zonas adyacentes a los mismos, la laminación está perfectamente conservada, pudiendo reconocerse en algunos casos tan sólo material que ha ascendido entre las estructuras de carga. Las estructuras *dish and pillar* se desarrollan cuando se intercalan láminas finas de limo en sedimentos arenosos. Las estructuras de gota (< 5 cm de ancho y 5-15 cm de largo), se desarrollan en alternancia de arenas finas, limos arcillosos y arenas medias.

Fig. 6.19. Pliegues volcados y recumbentes asociados con pequeños despegues, escapes de fluidos y una intensa fracturación, todo ello interpretado como resultado de un fenómeno de *slump* (sondeo de Masada Cociero). La parte superior se encuentra indeformada y muestra la laminación original. Modificada de Ezquerro *et al.*

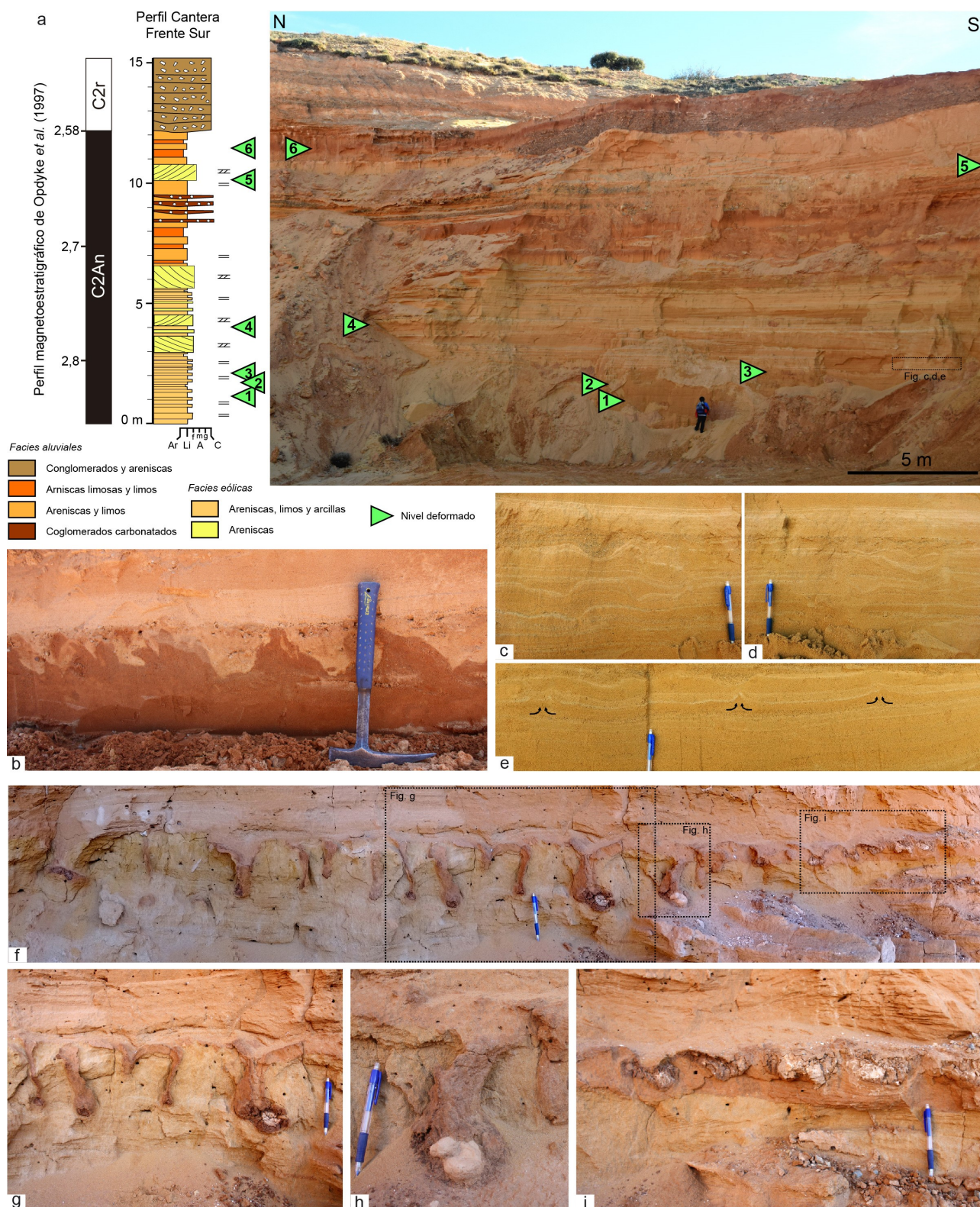


Fig. 6.20. Sismitas en los sedimentos eólicos-aluviales pliocenos de Escorihuela (modificado de Liesa *et al.*, 2016). **(a)** Sección estratigráfica y afloramiento de la cantera Sur de Escorihuela con areniscas eólicas amarillas en la parte inferior y conglomerados grises en la superior; la ubicación de los seis niveles deformados estudiados está indicada con flechas verdes. **(b)** Flexiones y estructuras de carga irregulares de nivel deformado 5. Incluyen areniscas de la capa superior y limos de interduna en la inferior. Las estructuras de deformación están cubiertas por depósitos de dunas eólicas. **(d)–(e)** Imágenes del nivel deformado 3: **(c)** y **(d)** Detalle de estructuras de carga con gran separación lateral (de 30 cm a 1 m) y **(e)** estructuras de escape de fluidos, *dish and pillar*, relacionadas con la presencia de delgadas barreras de permeabilidad. **(f)** Vista general y **(g)–(i)** detalles del nivel deformado reconocido en la cantera norte con estructuras de carga (principalmente *drops* y *pillar*): **(f)**. **(g)** Detalle que muestra cómo las arenas de dunas eólicas son la capa subyacente del sistema de gradiente de densidad inversa. **(h)** *Drop structure* con un nódulo de carbonato en su núcleo. **(i)** Detalle donde se observa que las arenas aluviales son la capa subyacente del sistema de gradiente de densidad inversa en esta parte del afloramiento (ver f)

En la **zona de Peralejos**, en áreas centrales de la cuenca, se han reconocido múltiples estructuras contractivas, estructuras de carga y de tipo diapírico (Fig. 6.21a,b,c,d) en niveles de edad Vallesiense (MN10), en una posición estratigráfica similar al nivel 2a (límite megasecuencial B1). Estas capas lacustres están compuestas por limos carbonatados de grano fino a grueso que intercalan algún nivel más margoso. Las estructuras contractivas son pliegues anticlinales y sinclinales, de tipo inclinado y recumbente, que muestran vergencias hacia el E y SE (Fig. 6.21a,c). La presencia de despegues internos a los que se asocia una fracturación de muy bajo ángulo, a modo de pequeños cabalgamientos sobre los que se desarrollan anticlinales de bloque superior, muestran una concordancia en orientación y vergencia con los pliegues (Fig. 6.21d). A partir de estas características se ha interpretado el depósito como un *slump*.

Al noroeste de la localidad de **Alfambra**, en la zona del Corral de Vellido, se han localizado una serie de rellenos fisurales en niveles de conglomerados de edad similar (techo de M1) a los niveles deformados de Peralejos (Fig. 6.21e). Las características y origen de estas deformaciones no responden estrictamente a un proceso de deformación de sedimentos blandos, pero se han incluido aquí por su posible génesis relacionada con un evento sísmico. Estos rellenos se desarrollan siempre en relación con planos de falla de escala métrica y muestran la típica geometría en cuña en su parte superior debida a la apertura y separación de los bloques de falla. El relleno de la fisura se corresponde con materiales conglomeráticos de los niveles superiores, muy desorganizados en su parte central, pero con alineación de los cantos junto a las paredes. Los últimos niveles de conglomerados fosilizan la estructura, lo que es indicativo de una formación casi contemporánea al depósito.

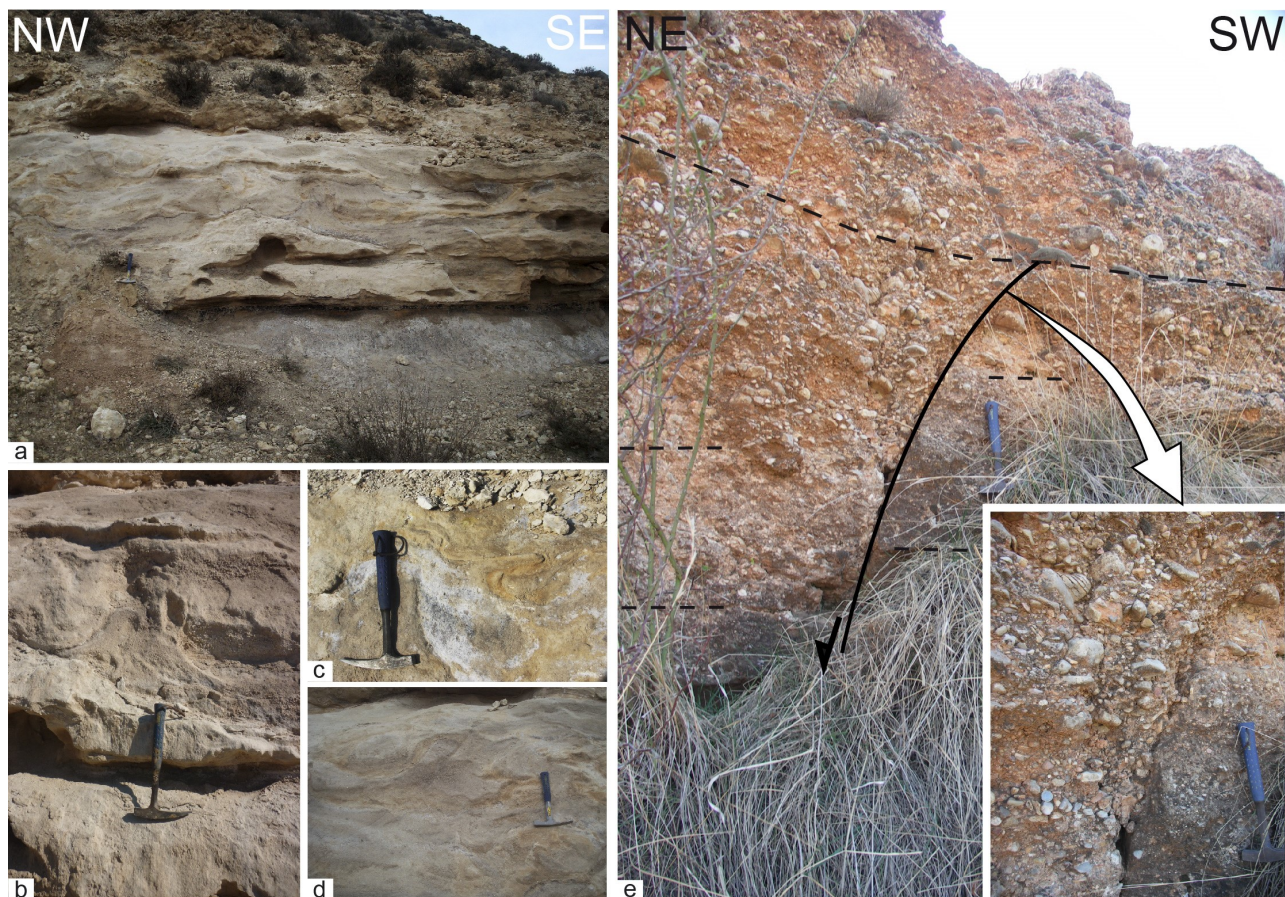


Fig. 6.21. Estructuras de deformación en sedimentos blandos en el entorno de Peralejos (a–d) y Alfambra (e). (a) Ejemplo del aspecto *slumpizado* de los limos carbonatados equivalentes al límite megasecuencial B1 en el centro de la cuenca. (b) Detalle de una estructura de licuefacción de tipo diapírico desarrollada en este mismo nivel. (c) y (d) Pliegues y despegues internos desarrollados en el nivel de *slump* que muestran una vergencia hacia el este. (e) Relleno fisural contemporáneo de los conglomerados del techo de la megasecuencia M1 (límite B1).

Causas de la deformación: mecanismos, sistemas de fuerzas y detonantes

La descripción detallada de las estructuras de deformación en sedimentos blandos es el único método para interpretar de manera fiable el mecanismo de deformación involucrado (e.g. Obermeier *et al.*, 1985; Guiraud y Plaziat, 1993; Obermeier, 1996; Moretti 2000; Owen y Moretti, 2008; Alfaro *et al.*, 2010; El Taki y Pratt, 2012). Dicho mecanismo permite que el sedimento se deforme e induce un estado temporal de sobrepresión de fluidos y reducción de la resistencia a la cizalla en los sedimentos blandos (Youd, 1973; Lowe, 1975; Owen, 1987; Owen *et al.*, 2011). La morfología final de las SSDSs está en relación directa con los mecanismos de deformación y los sistemas de fuerza actuantes (Fig. 6.22) de manera que se ha demostrado experimentalmente que si no existe sistema de fuerzas la deformación no es apreciable (Owen, 1996; Moretti *et al.*, 1999; Alfaro *et al.*, 2000). El principal mecanismo que controla la formación de SSDSs sísmicamente inducidas es la licuefacción, siendo un fenómeno que tiene lugar como consecuencia de terremotos de magnitud mayor o igual a 5 (Atkinson, 1984; Audemard y de Santis, 1991).

Los escapes de fluidos son las estructuras típicas de inyección (e.g. Alfaro *et al.*, 1997; Owen *et al.*, 2011) originadas por procesos de fluidificación cuando el sedimento afectado es transportado por el escape de agua (Fig. 6.22a). Se produce una licuefacción inicial y la presión intersticial puede aumentar con posterioridad cuando la presencia de barreras de permeabilidad no permite la filtración ascendente del agua. La ruptura de las barreras de permeabilidad suprayacentes induce la formación de conductos verticales que se rellenan de agua y sedimentos finos que se inyectan (fluidificación) y atraviesan los sedimentos hasta que alcanzan la interfase agua-sedimento o aire-sedimento (Fig. 6.22a).

Las estructuras de carga son ondulaciones del contacto entre un sedimento más denso localizado por encima y otro menos denso por debajo (Anketell *et al.*, 1970; Alfaro *et al.*, 1997; Owen, 2003). Se forman por el desplazamiento vertical relativo de los materiales involucrados como consecuencia de un reajuste gravitatorio parcial (Fig. 6.22b). Sin embargo, la deformación comienza sólo después de una disminución drástica de la resistencia a la cizalla de los sedimentos por un proceso de licuefacción que facilita una deformación pasiva; los niveles con estructuras de carga suelen preservar la laminación primaria de los sedimentos involucrados si bien ésta suele encontrarse deformada (e.g. Moretti *et al.*, 1999; Owen y Moretti, 2011).

Las formas contractivas relacionadas con *slumps* se generan por movimientos de masa a favor del gradiente topográfico (e.g. Owen *et al.*, 2011), estando éstos inducidos por la componente de la gravedad, aunque es igualmente necesaria una pérdida de resistencia a la cizalla (Fig. 6.22c). En los sectores de acumulación de los materiales movilizados se forman estructuras contractivas como pliegues, superficies de despegue con anticlinales asociados y fallas inversas (Martinsen, 1994).

Como ya se ha comentado, las estructuras descritas se han formado como consecuencia de la vibración sísmica (sismitas) y constituyen una evidencia secundaria de la ocurrencia de paleoterremotos (Lafuente *et al.*, 2008; Lafuente, 2011; Ezquerro *et al.*, 2014, 2015, 2016b; Liesa *et al.*, 2016). Los criterios para atribuir un detonante sísmico a las SSDSs se han ido haciendo cada vez más restrictivos y en la actualidad se admiten los siguientes (Sims, 1975; Obermeier, 1996; Owen *et al.*, 2011): i) proximidad a fallas activas; ii) gran continuidad lateral de niveles deformados en un área de extensión considerable; iii) descarte de un posible origen sedimentario, biológico, químico, físico...; iv) intercalación entre niveles no deformados; v) sucesión vertical de varios niveles deformados; vi) morfologías comparables con otras sismitas, y vii) correlación entre complejidad o frecuencia de las deformaciones y la distancia a la fuente sísmica.

En nuestro caso, y añadido al análisis sedimentológico detallado realizado, diferentes aproximaciones independientes apoyan la interpretación de un origen sísmicamente inducido para las estructuras estudiadas: i) el carácter sintectónico del depósito en las Fosas de Jiloca y Teruel durante el Villafranquiense (e.g. Moissenet, 1983; Simón *et al.*, 2012, Arlegui *et al.*, 2005, Ezquerro *et al.*, 2012b, 2014a,b, 2016b); ii) la ocurrencia de las sismitas descritas se da en amplias zonas ligadas a fallas activas y afectando a distintas litologías; iii) son principalmente estructuras de escapes de fluidos, estructuras de carga y *slumps* resultantes de procesos de licuefacción y fluidificación de niveles limosos y arenosos; iv) se presentan agupadas tanto vertical como espacialmente en una serie de niveles correlativos, y v) SSDSs similares se han reproducido en laboratorio a través del modelado de efectos de terremotos en sedimentos blandos saturados de agua (Owen, 1996; Moretti *et al.*, 1999). Por otro lado, algunos mecanismos que son capaces de inducir licuefacción y fluidificación, tales como la sobrecarga, procesos de carga desigual, acción de las olas o las variaciones repentinas del espesor de la lámina de agua, no se han reconocido o no son compatibles con las asociaciones de facies palustres-lacustres, eólicas y aluviales afectadas por las deformaciones estudiadas.

no son compatibles con las asociaciones de facies palustres-lacustres, eólicas y aluviales afectadas por las deformaciones estudiadas.

Sobre la distribución espacial y vertical de las sismitas

La extensión lateral y ocurrencia vertical de los niveles deformados ha sido considerada como un criterio diagnóstico en el reconocimiento de sismitas (e.g. Sims, 1975; Obermier *et al.*, 1990; Hilbert-Wolf *et al.*, 2009; Owen y Moretti, 2011). Este criterio se basa en que el umbral necesario para desencadenar la licuefacción sísmicamente inducida afecta a grandes áreas (incluso más de 100 km desde el epicentro de los terremotos de gran magnitud; Obermeier, 1996; Galli, 2000). Sin embargo, como se ha indicado anteriormente, las facies sedimentarias ejercen un importante control sobre el desarrollo de las deformaciones en la mayoría de los ambientes sedimentarios (Moretti y Van Loon, 2014 y referencias incluidas) por lo que la extensión real de niveles con deformaciones puede ser significativamente menor que la extensión potencial. Estudios recientes muestran que los cambios laterales de facies determinan la influencia de los efectos de licuefacción sísmica en los

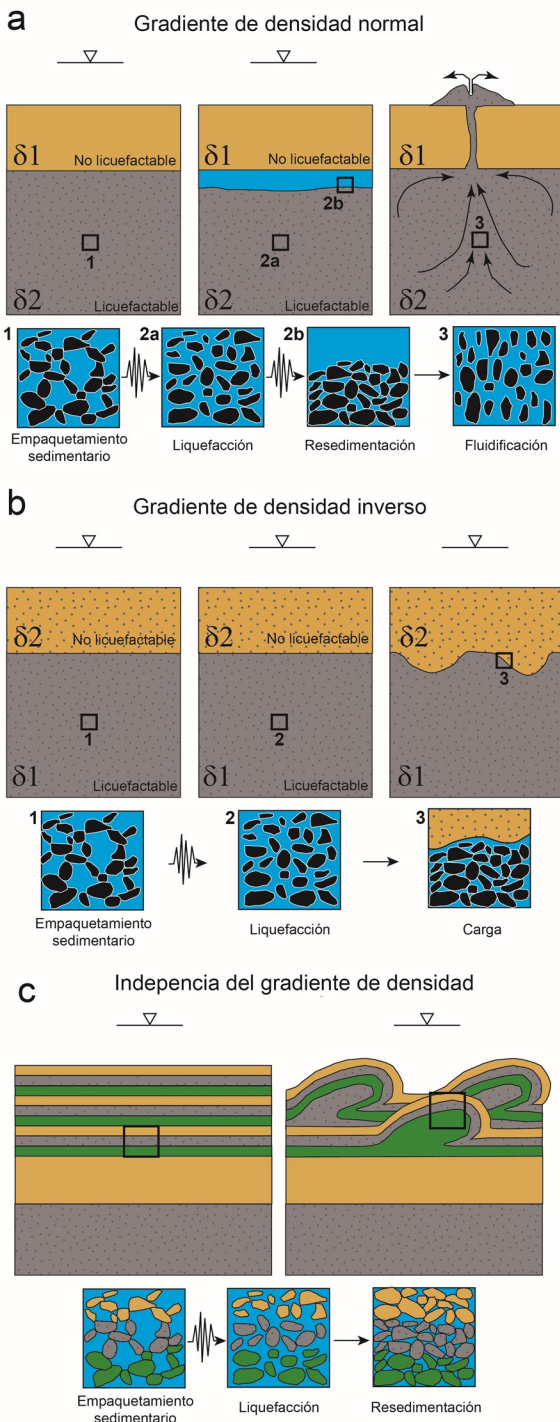


Fig. 6.22. Sistemas de fuerzas y mecanismos de deformación en sedimentos blandos. **(a)** Formación de estructuras de escape y diques clásticos bajo gradiente de densidad normal ($\delta_1 < \delta_2$) y sobrepresión de fluidos. **(b)** Formación de estructuras de carga bajo gradiente de densidad inversa ($\delta_1 > \delta_2$) y reajuste gravitacional. **(c)** Esquema simplificado de la formación de un *slump*, independiente de la densidad de los materiales y acción de la gravedad bajo un gradiente topográfico. En las viñetas los tonos negros representan granos y en azul el agua que rellena la porosidad. Basada en Owen (1987) y Obermeier (1994).

sedimentos y, por lo tanto, que la continuidad de las deformaciones en las capas afectadas está controlada en gran parte por la propia continuidad de las facies dentro de los ambientes sedimentarios (Rodríguez-López et al., 2007, Alfaro et al., 2010, Moretti y Van Loon, 2014, Ezquerro et al., 2015, 2016a; Liesa *et al.*, 2016).

En el caso de la **Cubeta Residual de Concud**, la distribución de las SSDSs sísmicamente inducidas es fuertemente heterogénea a lo largo del relleno sedimentario, aunque aparecen más concentradas en la parte inferior de los sondeos de Masada Cociero y Las Ramblillas, estando prácticamente ausentes en el perfil de Concud, a excepción de su parte superior (Fig. 6.15, Ezquerro *et al.*, 2015, 2016a). Si analizamos su distribución vertical en relación con las megasecuencias definidas en este trabajo, es de destacar que la casi totalidad de las sismitas (31 de 32) se reconoció en la megasecuencia M9, aunque es cierto que es la unidad que abarca más espesor de sedimentos en este estudio (Fig. 6.15). Sólo una estructura se sitúa probablemente en la base de M10, y ninguna en el techo de M8.

En relación con la variación lateral de las sismitas, y como primera aproximación, se observa que la frecuencia total de sismitas disminuye desde el perfil Masada Cociero hacia Las Ramblillas y Concud, a medida que aumenta la distancia con la Falla de Concud, lo cual es consistente con la ley de atenuación de la vibración sísmica. Esto implica que el umbral de intensidad de un terremoto comúnmente propuesto para la aparición de SSDSs sísmicas ($M_w \sim 5$), es significativo sólo para el área epicentral. Incluso aunque esta magnitud se hubiera superado, la probabilidad de ocurrencia de sismitas disminuiría igualmente a medida que aumenta la distancia epicentral. Por otro lado, no debemos olvidar que la distribución de SSDSs también está controlada por la escala de observación y facies sedimentarias involucradas (*e.g.* Alfaro *et al.*, 1995, 1997), lo que puede explicar la virtual ausencia de sismitas en el área más occidental, en el perfil de Concud. Las condiciones de afloramiento y las facies aluviales proximales, formadas por un predominio de sedimentos clásticos masivos y gruesos con escasa variedad litológica e importantes espesores, dificultarían el desarrollo, conservación y reconocimiento de SSDSs, especialmente las de escala inferior a decimétrica, en contraste con las facies palustres-lacustres.

Para analizar en detalle la distribución vertical de las sismitas, en estas sucesiones estratigráficas se individualizaron distintas subunidades en función de la evolución secuencial (ver detalle en Ezquerro *et al.*, 2015, 2016a). A lo largo de la sucesión estratigráfica se reconocen de 2 a 3 estructuras por subunidad, aunque la mayoría de las sismitas aparecen agrupadas principalmente en las subunidades III y IV de Masada Cociero y las subunidades II y III en Las Ramblillas (Fig. 6.15). Ambos grupos coinciden con facies heterolíticas o laminadas, lo que apuntaría de nuevo a un control litológico. Sin embargo, la clara diferencia de registro de sismitas entre Masada Cociero y Las Ramblillas (sismitas más abundantes en el primero frente a la casi ausencia en el segundo) en la parte central-superior a pesar de tener litología similar, apoya la idea de que la mayoría de los eventos sísmicos que ocurrieron durante los cronos C2An.2n y C2r quedaron registrados en una distancia inferior a 1 km de la traza de la falla (Fig. 6.15). Teniendo en cuenta el registro de eventos ocurridos durante el cron C2An.3n (Ezquerro *et al.*, 2016b) se puede inferir que la magnitud de paleosismos dentro del período C2An.2n fue mayor que durante C2An.3n. Posteriormente, una serie de eventos ocurrieron durante C2r, y fueron registrados por las SSDSs de mayores dimensiones en el afloramiento de Concud, a pesar de su litología poco favorable, en la subunidad VII, es decir, en una posición muy próxima al límite secuencial B5.

Añadido a lo anterior, otros criterios apuntan a un aumento de la actividad sísmica en los intervalos donde se producen los agrupamientos de deformaciones. Los dos periodos de alta frecuencia paleosísmica interpretados son bastante cortos, y se podría sospechar que tal coincidencia tal vez

representa un artefacto causado por un muestreo sesgado por las condiciones de observación. Sin embargo, tales conjuntos de sismitas representan agrupaciones notables en el tiempo sin que exista una condensación de la sucesión sedimentaria (menor tasa de depósito). De hecho, ambos coinciden con periodos de alta tasa de sedimentación (Fig. 6.23) y por tanto de alta subsidencia tectónica, lo que confirma la actividad de la Falla de Conclud. Durante el cron C2An.2n tiene lugar un episodio de aumento de la tasa de sedimentación (de 0,02 a 0,17 mm/a), que sugiere una estrecha relación con una subsidencia acelerada que refleja mayor actividad de dicha falla. Durante el cron C2r la tasa de sedimentación aumenta de 0,08 hasta 0,13 mm/a entre 2.128 y 1.945 Ma (Fig. 6.23), aunque la presencia de sismitas es escasa en comparación con el intervalo anterior. Como se ha expuesto con anterioridad, ello se interpretado en relación con unas condiciones de observación deficientes y debido a que este lapso de tiempo no está representado con sedimentos en Masada Cociero. Un control climático como responsable de los cambios en la tasa de sedimentación ha sido descartado debido al hecho de que la sucesión estratigráfica se engrosa hacia la falla y las variaciones climáticas no pueden explicar dicho engrosamiento.

Los depósitos aluviales-eólicos, como los de la **zona de Escorihuela**, no son *a priori* tan idóneos como los lacustres para registrar deformaciones debidas a terremotos (e.g. Rodríguez-Pascua et al., 2000; Alfaro et al., 2010; Moretti y Van Loon, 2014), aunque las escasas sismitas allí reconocidas han proporcionado información valiosa para mejorar el conocimiento sobre la actividad tectónica de la zona norte de la Fosa de Teruel durante el Plioceno tardío. Los resultados de Liesa *et al.* (2016) muestran cómo estos sistemas, que presentan importantes cambios laterales de facies, sólo proporcionan un registro paleoseísmico discontinuo y probablemente incompleto. Se reconocen cambios laterales entre depósitos arenosos de duna y limosos de interduna, y las deformaciones se concentran exclusivamente en los segundos, a pesar de las excelentes características granulométricas y de arquitectura sedimentológica de los primeros para registrar deformaciones (Liesa *et al.*, 2016). Las estructuras de escape de fluidos se localizan sólo en zonas donde niveles limosos (con ligera cementación temprana) actuaron como barreras de permeabilidad (Liesa *et al.*, 2016) desapareciendo lateralmente cuando el depósito es exclusivamente arenoso. De este modo, el desarrollo y extensión de las deformaciones parece haber estado claramente controlado por los cambios laterales y verticales entre facies sedimentarias, desarrollándose las SSDSs

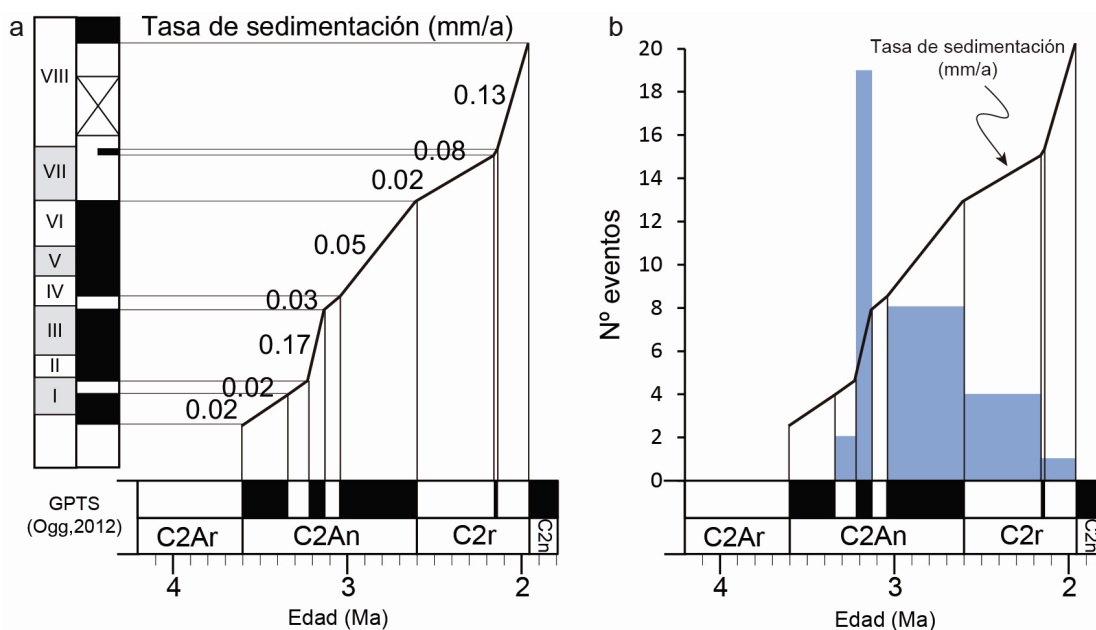
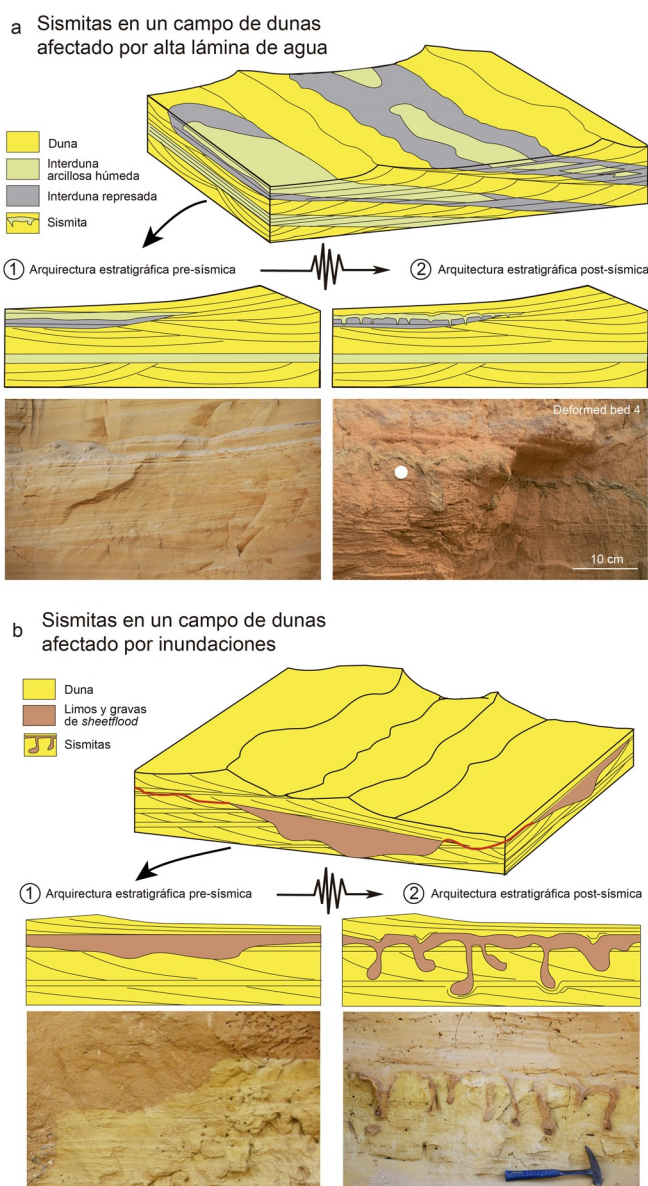


Fig. 6.23. (a) Variación de la tasa de sedimentación en la Cubeta Reisual de Conclud establecida a partir del sondeo de Masada Cociero. **(b)** Comparativa para cada cron entre la tasa de sedimentación y el número de sismitas registradas.

principalmente en facies que incluyen sedimentos saturados en agua (necesarios para la licuefacción) (Fig. 6.24). Así, la presencia de agua es el factor clave en este tipo de medios para la formación de sismitas, mientras que en ausencia de la misma no se registra ninguna deformación. Además, el cambio lateral de facies sedimentarias es probablemente el responsable de la geometría cambiante de SSDSs a lo largo de los niveles deformados, lo que apoya el control sedimentario sobre su desarrollo (Liesa *et al.*, 2016).

La distribución espacial y vertical de las sismitas en esta zona de la cuenca está fuertemente condicionada por la presencia de los depósitos eólicos. A pesar de que estos materiales deberían estar presentes a lo largo de todo el escarpe de la Falla de la Sierra de El Pobo, las malas condiciones de afloramiento de los sedimentos estudiados impiden confirmar esta hipótesis. Por lo tanto, no se puede considerar que el agrupamiento de estructuras de deformación en la zona de Escorihuela esté controlado exclusivamente por una mayor actividad de las fallas próximas, principalmente en la parte inferior de la serie estudiada, sino que en este caso hay que considerar el importante control de las facies sedimentarias. Aunque no se puede descartar la primera hipótesis, no existen criterios consistentes que indiquen una mayor actividad sísmica durante el intervalo equivalente a la parte inferior del depósito, especialmente si se compara con el caso de la Cubeta Residual de Concud. El apilamiento de facies indicativas de presencia de agua junto con un gradiente de densidad inverso (alto contraste en el tamaño del grano) permite la mayor presencia de deformaciones en la parte inferior de la serie.



El periodo de recurrencia aparente

A partir de los agrupamientos de sismitas reconocidos en este trabajo se pueden evaluar los periodos de mayor actividad sísmica a partir de la aplicación del concepto de *periodo de recurrencia aparente*, propuesto por Ezquerro *et al.* (2015) como la inversa de la frecuencia de aparición de sismitas por unidad de tiempo a lo largo de una sucesión. El término "aparente" se refiere al hecho de que el registro paleosísmico en un punto dado es parcial, ya que la distribución espacial de SSDSs producidas por un evento individual (y por lo tanto su probabilidad de ser representada en un sitio dado) es limitada.

Fig. 6.24. Modelos conceptuales que explican el fuerte control de las facies sedimentarias en el desarrollo de sismitas en el sistema eólico-aluvial de Escorihuela. **(a)** Situación con un nivel freático elevado. La arquitectura estratigráfica presísmica muestra la limitada continuidad lateral de los depósitos de interdunas húmedas y por lo tanto la extensión limitada del sistema de gradiente de densidad inversa y de las sismitas que se producen. **(b)** Campo de dunas afectado por corrientes acuosas efímeras. La arquitectura estratigráfica pre-sísmica muestra la limitada continuidad lateral de los depósitos de *sheetflood* y por lo tanto la extensión limitada del sistema de gradiente de densidad inversa.

Después de correlacionar las sismitas del registro villafranquiense del área de Conclud se ha calculado la frecuencia aparente de paleoterremotos para cada intervalo de tiempo representado por un cron o sub-cron (Fig. 6.25a). Dicha frecuencia oscila entre 0,01 y 0,02 eventos/ka, excepto en dos periodos (los subcronos C2An.2n y C2r.1n), en los que la frecuencia aumenta a 0,16 y 0,05 eventos/ka respectivamente, coincidiendo con (i) la alta concentración de sismitas en la parte inferior de los perfiles de Masada Cociero y Las Ramblillas y (ii) sismitas de gran escala en sedimentos clásticos gruesos en la parte superior del perfil de Conclud. A partir de los resultados compilados en la figura 6.15, hemos calculado los periodos de recurrencia aparente correspondientes (representados en la figura como frecuencia de sismicidad). Después de calcular 35 eventos sísmicos para el periodo de tiempo comprendido entre ~3.6 y ~1.9 Ma, se calcula un período de recurrencia promedio de ~ 47 ka para toda la sucesión. El valor de fondo está entre 56 y 108 ka, teniendo en cuenta el máximo y mínimo número de SSDSs diferentes, mientras que los períodos de pulsos sísmicos de alta frecuencia representan alrededor de 4,8 a 6,1 ka.

La sucesión de sucesos reconstruida para el campo eólico de Escorihuela debe considerarse como un mínimo, ya que las seis capas deformadas presentan una distribución irregular en la sucesión de 15 m del frente sur y una en el norte. A pesar de no tener el suficiente control de edad, la posición estratigráfica de los últimos niveles deformados en ambos afloramientos sugiere que la capa superior podría correlacionarse entre ambos, así se trataría de una sucesión de seis paleoterremotos. De acuerdo con los resultados magnetostratigráficos de Opdyke *et al.* (1997) y la correlación planteada por Ezquerro *et al.* (2012a) y Rodríguez-López *et al.* (2012), la edad de los depósitos eólicos oscila entre 2,9-2,8 y 2,6 Ma, abarcando ~200-300 ka. Si los seis seismos identificados estuvieran asociados a la actividad del sistema de Fallas de la Sierra de El Pobo, se podría calcular un periodo de recurrencia aparente de

aproximadamente 33-50 ka para este sistema de fallas (Fig. 6.25b). Este periodo es similar al que se ha deducido para la Falla de Conclud durante el Plioceno tardío-Pleistoceno (45 ka). Sin embargo, teniendo en cuenta que la tasa de desplazamiento vertical de la Falla de la Sierra de El Pobo es bastante mayor que la de la Falla de Conclud (0,15 vs. 0,07 mm/a) el periodo de recurrencia aparente establecido es considerablemente mayor que el esperado para la primera falla. Esta discrepancia puede atribuirse probablemente a una menor eficiencia de las facies aluviales-eólicas para el desarrollo de sismitas en comparación con las lacustres.

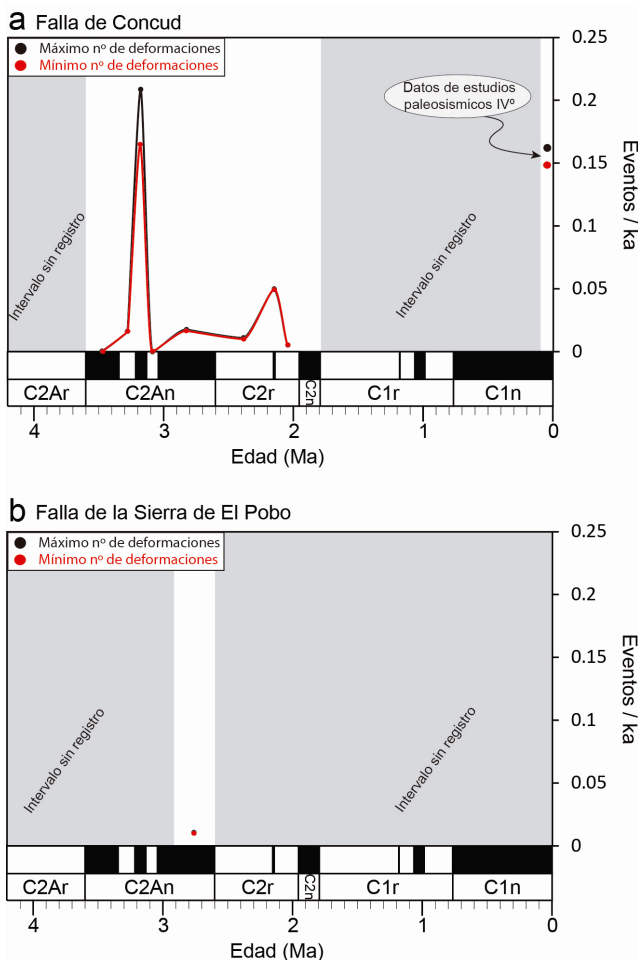


Fig. 6.25. Frecuencia (inversa del periodo de recurrencia aparente en ka) de eventos sísmicos $M \geq 5$ durante el intervalo de tiempo estudiado **(a)** en la zona de la Cubeta Residual de Conclud y **(b)** en los depósitos eólicos de Escorihuela.

Finalmente, el carácter aislado y el menor control temporal de las deformaciones desarrolladas en los materiales vallesienses de la zona de Alfambra-Peralejos no permiten aventurarse a calcular un periodo de recurrencia aparente. Sin embargo, se puede afirmar la existencia de cierta actividad sísmica en torno a los 9,8 Ma, es decir, justo antes del límite secuencial B1. Considerando la proximidad de las fallas de la Sierra de El Pobo y Peralejos, esta actividad podría estar relacionada con dichas estructuras.

Interpretación tectosedimentaria

Según la definición de Seilacher (1969) el término "sismita" se refiere a aquellas capas que presentan estructuras de deformación producidas en sedimentos blandos como consecuencia de la propagación de ondas sísmicas. Otras veces la definición es más laxa, refiriéndose exclusivamente a las estructuras de deformación de origen sísmico en sedimentos blandos (Allen, 1982). En cualquier caso, estas evidencias solo indican la existencia de un evento paleosísmico, que pudo ser aislado temporalmente o formar parte de una secuencia de eventos concentrados en el tiempo. Por lo tanto, una sismita no representa categóricamente un pico de actividad tectónica, pero indudablemente está en relación con el movimiento de una falla. De esta forma, la superposición de varios niveles de sismitas dentro de una sucesión sedimentaria sería síntoma de una crisis sísmica, en la que las estructuras sismogénicas habrían estado más activas. Añadido a esto, el establecimiento del tiempo de recurrencia aparente permite evaluar si la concentración vertical de las capas deformadas refleja un agrupamiento temporal o simplemente un artificio debido a cambios en la tasa de sedimentación. Basándose en esta hipótesis y en el estudio de varios niveles deformados reconocidos en afloramientos y sondeos próximos a la Falla de Concud, Ezquerro *et al.* (2105, 2016b) proponen implícitamente que la concentración de varios niveles de sismitas puede considerarse indicativa de un periodo continuado de actividad en una o varias fallas próximas.

Las deformaciones reconocidas en los testigos de los sondeos de Las Ramblillas y Masada Cociero y en el perfil Concud están localizadas entre los ~3,3 y ~2,1 Ma (Villafranchense), periodo que coincide casi perfectamente con el desarrollo de la megasecuencia progradante M9, en cuyo techo se sitúa el límite secuencial B5 (máximo progradante). Las primeras deformaciones se producen 200 Ka más tarde del desarrollo de la Superficie de Erosión Fundamental (3,5 Ma), superficie que es deformada cuando comienza la actividad de la Falla de Concud y que ha sido relacionada con el segundo gran periodo de estructuración de la cuenca de Teruel y el inicio del desarrollo de la cuenca del Jiloca (e.g., Simón, 1983).

En la zona de Escorihuela se han reconocido SSDSs interpretadas como sismitas en los depósitos eólicos con edad aproximadamente de 2,6-2,9 Ma (Liesa *et al.*, 2016), es decir, dentro del periodo definido con las sismitas en los depósitos de la Cubeta Residual de Concud. En este sector se ha establecido el límite megasecuencial B5 en la serie inmediatamente suprayacente a las deformaciones, de manera que la parte superior de la megasecuencia M9, progradante coincide con un engrosamiento en la serie y se interpreta en relación con una progradación de los sistemas aluviales, que podría estar controlada por un evento de actividad tectónica en el entorno de las fosas de Teruel y Jiloca; debido a la escasez de afloramientos no se puede precisar con fiabilidad este hecho.

En ambas regiones (Cubeta Residual de Concud y sector de Escorihuela) existen evidencias de deformaciones relacionadas con la actividad extensional de grandes fallas (Fallas de Concud y de la Sierra de El Pobo o Peralejos, respectivamente) y sus efectos sísmicos (sismitas) en los depósitos cercanos. La deformación de la SEF por dichas fallas y el desarrollo temporal de las sismitas sugiere que dicha

actividad tectónica se extendió durante todo el periodo de desarrollo de la secuencia progradante M9. Por lo que la progradación, reconocida en ambos sectores, y el límite secuencial superior (B5) pueden estar relacionados con este periodo de actividad tectónica y su decaimiento más allá de dicho límite.

Por último, las deformaciones en sedimentos blandos reconocidas en los materiales vallesienses son correlativas o inmediatamente anteriores al máximo progradante definido en el límite megasecuencial B1. En este caso, y debido a las condiciones de afloramiento, no disponemos de registro de deformaciones para la zona del margen activo para este momento. Estas deformaciones se interpretan en el mismo sentido que para la zona de Concud y Escorihuela, y junto con otras evidencias indirectas (ver apartado 6.3) sugieren que esta megasecuencia progradante (M1), su límite superior (B1) y el cambio de tendencia posterior en la evolución secuencial pueda ser el resultado de un control tectónico.

6.3. REORIENTACIÓN DE LOS SISTEMAS DE DRENAJE EN LA ZONA DE ALFAMBRA

En los alrededores de la localidad de Alfambra se ha realizado un análisis en detalle de las direcciones de paleocorrientes en relación con el cambio de tendencia entre las megasecuencias M1 y M2 (Límite B1). Este análisis ha sido posible gracias a la excelente exposición de la serie terrígena y la abundancia en ella de niveles canaliformes con *scours*. Muchos de estos canales muestran perfiles en V muy similares a los que Fernández *et al.* (1993) describen en la cuenca del Guadix, y que atribuyen a un incremento en la disponibilidad hídrica o una súbita caída del nivel de base que, en nuestro caso, puede estar en relación con cambios en la subsidencia y, por lo tanto, con la actividad tectónica.

El techo de la primera megasecuencia está muy bien representado al oeste de Alfambra por un potente nivel de conglomerados (nivel guía 2a) que presenta gran continuidad espacial y alcanza prácticamente el centro de la cuenca; coincide con la máxima progradación aluvial reconocida para el Vallesiense. En esta zona la serie neógena que integra M1 se apoya en *onlap* sobre materiales jurásicos y muestra de manera progresiva un mayor número de cuerpos conglomeráticos hacia techo, que además presentan en muchos casos un acusado perfil en V. Estos últimos tienen una base marcadamente erosiva tapizada por cantos de gran diámetro desorganizados indicando un flujo energético y turbulento (Fig. 3.16), Se reconocen en ellos frecuentemente cicatrices internas también canaliformes que indicarían una reelaboración dentro de los canales. Presentan estratificación horizontal típica de barras longitudinales, aunque también se reconoce estratificación cruzada pudiendo atribuirse a rellenos laterales de canales o, menos frecuentemente, a barras transversas. En la parte superior, los canales en V presentan alas de expansión representadas por niveles tabulares con cantos de menores dimensiones que gradan de manera muy rápida a lutitas y areniscas con estratificación cruzada planar ocasional que representan los depósitos en la llanura de inundación.

Las medidas de paleocorrientes en la parte inferior de la secuencia granocreciente M1 (Vallesiense temprano, MN9) muestran una tendencia multidireccional (NNE, E y SSE) que refleja la dispersión típica de un abanico aluvial, si bien es cierto que el patrón de paleocorrientes estuvo fuertemente controlado por los paleorrelieves existentes dentro de la cuenca (Fig. 6.26a,b). Éstos actuaron como barreras topográficas hasta que fueron fosilizados y enterrados por los sedimentos neógenos, de manera que existen distintas zonas de entrada a la cuenca de canales procedentes del oeste, especialmente en el entorno del paraje el

Tamborero. Además, los paleorrelieves constituyeron un área fuente local con desarrollo de abanicos muy cortos que interfirieron con los más grandes. La dirección dominante de las paleocorrientes cambió claramente en relación con la megasecuencia M2, en el Vallesiense tardío (MN10), dirigiéndose predominantemente hacia el ESE (Fig. 6.26a,b). Esta megasecuencia muestra menor densidad de canales y tras el límite B1 disminuye rápidamente la presencia de geometrías en V acusada, presentando los canales bases erosivas más suaves.

Interpretación

Las características descritas en los sistemas aluviales se interpretan como controladas por la existencia de actividad tectónica simultánea a la sedimentación de la megasecuencia M1 y que alcanzaría

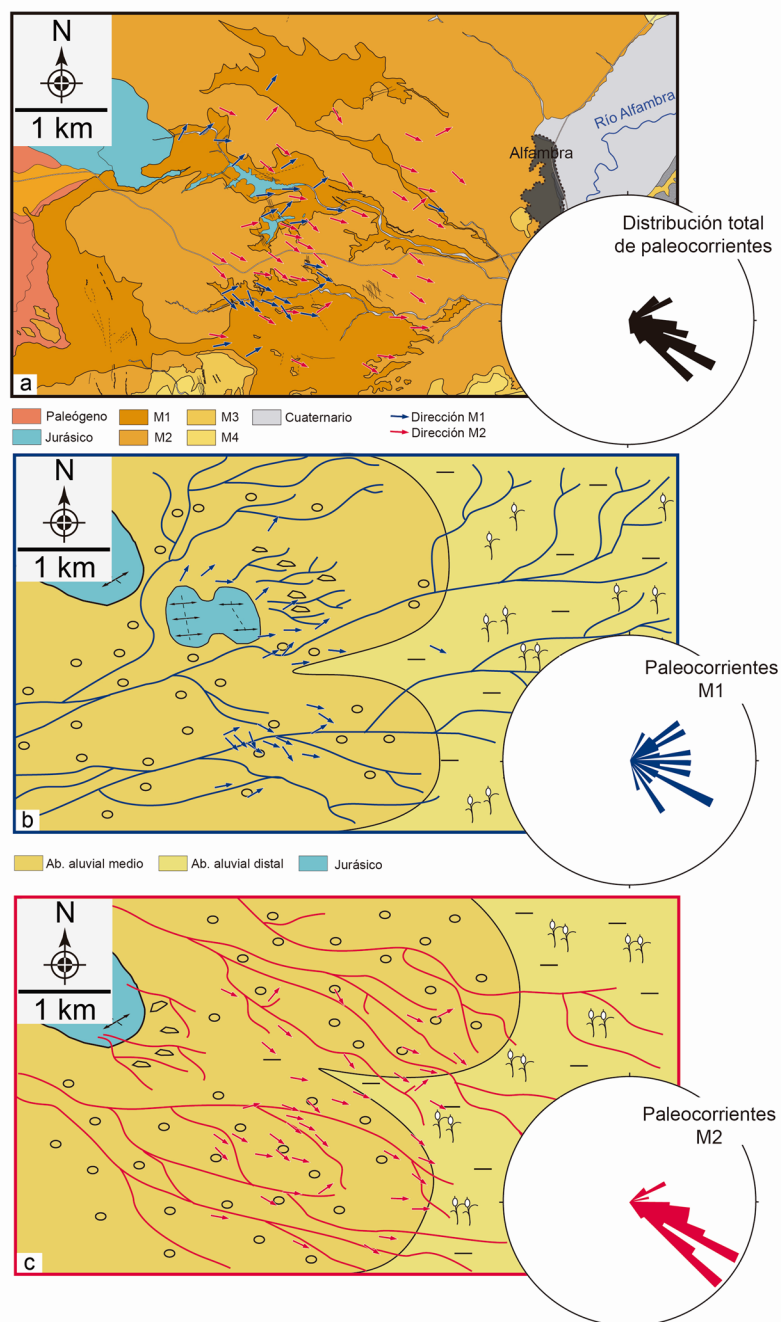


Fig. 6.26. Reorientación de los sistemas de drenaje aluvial en el entorno de Alfambra en torno al límite secuencial B1. **(a)** Mapa de megasecuencias de los alrededores de la localidad de Alfambra con la distribución y orientación de paleocorrientes medidas en las megasecuencias M1 y M2. **(b)** Interpretación paleogeográfica del sistema aluvial para la megasecuencia M1 en los abanicos de Lidón-Palomera. **(c)** Lo mismo para la megasecuencia M2; se observa claramente el cambio de orientación de en los cursos fluviales. Los diagramas en rosa muestran las orientaciones de las paleocorrientes (total y para cada megasecuencia).

su clímax antes o durante el depósito de los materiales que representan el límite secuencial B1; posteriormente disminuyó a lo largo del tiempo de depósito de la megasecuencia M2.

Los perfiles de canales de acusada forma en V implican una importante de incisión que hemos relacionado con una bajada del nivel de base como consecuencia de un aumento de la subsidencia hacia el margen activo; el aumento de la granulometría hacia el techo de M1 concordaría con esta hipótesis. La reorganización de las paleocorrientes hacia el ESE, refleja un cambio en la distribución red de la drenaje no justificable solo con cambios en el régimen hídrico, por lo que un cambio climático en relación con este hecho ha sido descartado, tal y como sugieren además los datos paleoclimáticos (ver capítulo 7). Añadido a todo lo anterior, y como se ha expuesto en el apartado 6.2 en los niveles lacustres laterales a las facies conglomeráticas del límite B1, se han reconocido sismitas, así como rellenos fisurales desarrollados en el nivel conglomerático correspondiente al límite B1, ello revela la existencia de actividad tectónica durante este periodo.

La proximidad y situación del área analizada respecto a las fallas de El Pobo y Peralejos, permite relacionar la reorganización de los sistemas de drenaje con la actividad de las mismas. El cambio en el patrón de las paleocorrientes, que pasa de multidireccional a muy próximo a ESE, sería congruente con un incremento en la pendiente hacia los surcos generados por el movimiento de estas fallas. El progresivo hundimiento del bloque superior provocaría un aumento de la subsidencia en la zona localizada en torno a la intersección de las fallas de El Pobo y Peralejos. El descenso en el nivel de base sería el responsable de la incisión de cursos aluviales (canales en forma de V), así como del cambio brusco en la orientación de las corrientes y de la progradación de los sistemas aluviales procedentes del oeste. Posteriormente, a lo largo de la megasecuencia M2, los abanicos aluviales retrogradaron y los canales fueron menos erosivos probablemente relacionado con una menor actividad tectónica y subsidencia en el margen oriental.

6.4. El control tectónico sobre los límites megasecuenciales

Las relaciones tectosedimentarias expuestas anteriormente indican que existen cuatro posibles fases de actividad tectónica registradas en el sector norte de la Fosa de Teruel, que *grosso modo* coinciden temporalmente con las megasecuencias progradantes M1, M5, M7 y M9 y que la deformación tiende a disminuir, en algunos casos, en la parte alta de dichas megasecuencias y siempre en las unidades superiores. La distribución espacial y temporal de las estructuras revelan que todas ellas representan claros episodios de importante tectonismo registrado a todas las escalas en la totalidad de la cuenca. Estos cuatro periodos de actividad tectónica se localizan temporalmente por debajo de las máximas progradaciones aluviales asociadas con los límites megasecuenciales B1, B3, B4 y B5, respectivamente, por lo que en última instancia podrían ser las responsables de las mismas y, por tanto, tener un origen tectónico. Aunque las evoluciones secuenciales granocrecientes en ambientes compresivos han sido normalmente relacionadas con un periodo de tectónica o diastrofismo acelerado (e.g., González *et al.*, 1989), el estudio realizado no ha permitido en ningún caso determinar la evolución de la actividad tectónica dentro de dichos periodos, es decir, si ésta se ha producido de manera continuada, acelerada, o a saltos.

En relación con el límite megasecuencial B1 las evidencias de actividad tectónica a lo largo de la cuenca se pueden considerar secundarias, no existiendo ninguna deformación ligada a una meso o macroestructura del margen activo. Como ya se ha comentado debido a la geometría y condiciones de afloramiento de la cuenca, no se pueden observar los depósitos correlativos a estos materiales en dicho margen; por ello, no se ha podido establecer ninguna relación directa entre las estructuras de borde y el

relleno sedimentario. Sin embargo, las características observadas en los depósitos del margen pasivo y centro de la cuenca permiten proponer un vínculo entre las peculiaridades de la serie Vallesense que integra la megasecuencia M1 con el movimiento de las fallas del borde oriental. La presencia de deformaciones de menor escala (sismitas o rellenos fisurales) que se registran también en relación con otros límites megasecuenciales y que son coherentes con etapas de mayor actividad tectónica puestas de manifiesto igualmente por las relaciones tectónica-sedimentación a mayor escala, y la reorientación de los sistemas de drenaje que otros autores han relacionado con cambios en los niveles de base, avalan que la progradación aluvial relacionada con M1 estuvo controlada por una etapa de actividad tectónica y movimiento de las fallas del margen activo. A partir de ello el cambio de evolución granocreciente (M1) a granodecreciente (M2) que representan el límite B1 se considera relacionado con un cambio de actividad tectónica de creciente a decreciente por lo que es una ruptura sedimentaria asociada con la tectónica. Tenemos que recordar asimismo que el depósito de la megasecuencia M1 se corresponde con el inicio de la estructuración extensional de la Cuenca de Teruel. Esta etapa supone asimismo la deformación de la Superficie de Erosión Intramiocena (SEI), desarrollada con anterioridad arrasando gran parte de la estructura compresiva alpina, y que gran parte de la región de estudio pase a subsidir en relación con las principales fallas extensionales.

Los depósitos de la megasecuencia a M5, que representa una etapa de progradación aluvial presentan las evidencias más irrefutables a todas las escalas y de mayor extensión a nivel de cuenca de un periodo de gran actividad tectónica, condicionado en gran medida por el elevado número de afloramientos en los que se observan materiales de esta edad. En el margen activo se han podido caracterizar discordancias progresivas, discordancias angulares y estructuras *horst-graben* en relación con el movimiento de las fallas de Peralejos y Tortajada. Del mismo modo, importantes fallas intracuencales como las del Barranco de la Cueva del Tinajo, Villalba Baja o Teruel presentaron actividad en esta etapa, que se refleja en el desarrollo de surcos, discordancias y cambios de espesor de la serie afectada. Además de estas estructuras decamétricas, la intensa deformación de menor escala que afecta ampliamente a los carbonatos de la megasecuencia M5 (ver apartado 6.2) se reconoce en gran parte de la cuenca, lo que implica que este periodo o fase tectónica tuvo una intensidad considerable. A partir de ello el límite B3 que marca un cambio de evolución granocreciente (M5) a granodecreciente (M6) y una etapa importante de progradación aluvial, estaría ligado a un cambio en la actividad tectónica de creciente a decreciente, por lo que dicho límite puede ser considerado como una ruptura sedimentaria asociada con la tectónica.

La megasecuencia M7 también presenta notables evidencias de actividad tectónica a todas las escalas, especialmente en la zona norte, desde Orrios hasta Los Alcamines, donde se han descrito múltiples discordancias progresivas y engrosamientos en relación con el desplazamiento de las estructuras del Sistema de Fallas de la Sierra de El Pobo. En la transversal de Alfambra (ver Fig. 3.43) también ha sido descrito el aumento de espesor que muestra esta unidad hacia el este, hacia una de las fallas de Peralejos y que evidencia también el movimiento de una falla principal en otro sector de la cuenca. Nuevamente, el reconocimiento de deformaciones a distintas escalas y en distintos lugares dentro de la cuenca apunta a un momento de importante actividad tectónica a escala regional. Por todo ello, se considera que la progradación aluvial representada por M7 estuvo controlada por un periodo de importante actividad tectónica. El límite megasecuencial B4, que representa el cambio de evolución progradante (M7) a retrogradante (M8) supondría un cambio de condiciones de actividad a calma tectónica y sería por tanto un ruptura sedimentaria de origen tectónico.

En relación con la megasecuencia M9 y el límite B5 las pruebas de actividad tectónica son más indirectas, escasas y aisladas debido en gran parte a la escasa presencia de sedimentos conservados pertenecientes a este intervalo. En cualquier caso, las sismitas en la zona de Concud y Escorihuela son pruebas indicativas de la actividad tectónica de grandes fallas (Concud o Sierra de El Pobo) capaces de generar terremotos de magnitud > 5 , contemporánea con la progradación aluvial que representa la megasecuencia M9. Estas SSDSs sísmicamente inducidas no presentan un agrupamiento claro en ninguno de los dos afloramientos en los que se han reconocido, pero el hecho de que estén acompañadas de un incremento de la subsidencia que permite la acumulación y preservación de las facies eólicas de Escorihuela, y que se reconozcan en distintos puntos de la cuenca alejados entre sí, podría ser indicativo de una actividad tectónica regional. Otras pruebas de actividad tectónica en relación con el depósito de la megasecuencia M9 son: i) la existencia de una discordancia angular en los materiales conglomeráticos próximos a los depósitos eólicos de Escorihuela, ii) el engrosamiento del glacis villafranquiense en la carretera de Orrios a Villalba Alta en relación con el movimiento de una falla intracuencal y iii) el hecho que esta megasecuencia progradante se inicia poco después que ha tenido lugar el desarrollo de la SEF que seguidamente es deformada y desplazada por fallas en la región de estudio y áreas circundantes. La evidencia de una tectónica sinsedimentaria en toda la cuenca contemporánea con una progradación de los sistemas sedimentarios a esa misma escala apoya que la evolución secuencial y el límite secuencial B5 hayan estado controlados por la tectónica.

Finalmente, el cambio de evolución granocreciente (megasecuencia M3) a granodecreciente (megasecuencia M4) caracterizado como límite B2 es el único caso en que no se ha reconocido ningún tipo evidencia de actividad tectónica en la serie sedimentaria, por lo que se excluye el factor tectónico como origen de la progradación-retrogradación aluvial asociada.

7. El clima

**7.1. Influencia del clima en la sedimentación:
isótopos estables en carbonatos lacustres-palustres**

7.2. Resultados isotópicos

7.3. Interpretación y comparación con otros datos paleoclimáticos

7.4. Evolución de los sistemas lacustres: cambios en la covarianza

7. EL CLIMA

Como se ha comentado en el capítulo 1, los límites de las unidades genéticas responden a cambios en los factores alocíclicos, que en cuencas continentales endorreicas se corresponden con la tectónica y el clima. Por ello, además del análisis detallado de las relaciones tectónica-sedimentación realizado en el apartado 6, en este capítulo vamos a tratar de hacer una aproximación a los cambios climáticos que tuvieron lugar en el sector norte de la Cuenca de Teruel durante el Vallesiense-Pleistoceno. Esta aproximación se realiza mediante el análisis de la composición isotópica de los carbonatos lacustres presentes en la cuenca ya que, si los carbonatos precipitan en equilibrio con el agua de la que proceden, su composición isotópica (especialmente el $\delta^{18}\text{O}$) se considera un excelente indicador paleoclimático (e.g. Teranes y McEnzie, 2001; Leng y Marsall, 2004).

A partir de ello, el objetivo de este capítulo es analizar la composición isotópica ($\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^{13}\text{C}$) de los carbonatos lacustres y palustres presentes en la zona de estudio, reconocer los principales cambios climáticos que afectaron a la región de estudio, así como establecer la influencia del clima en la sedimentación y en la evolución de los sistemas lacustres de la cuenca. La comparación entre la evolución climática así deducida y la evolución megasecuencial establecida para la sucesión estratigráfica de la cuenca (ver apartado 3.3.2), permitirá determinar en el siguiente capítulo de esta memoria si algunos de los límites entre megasecuencias responden a causas climáticas, analizar, si existe un efecto combinado entre la evolución climática y tectónica sobre la sedimentación y, en definitiva, establecer si existen unidades genéticas controladas por el clima en el relleno sedimentario del sector norte de la Cuenca de Teruel.

7.1. INFLUENCIA DEL CLIMA EN LA SEDIMENTACIÓN: ISÓTOPOS ESTABLES EN CARBONATOS LACUSTRES-PALUSTRES

7.1.1. Introducción

Existen numerosos trabajos que han probado que la composición isotópica de los carbonatos lacustres ($\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^{13}\text{C}$) depende fuertemente del clima y que esta señal es un excelente proxy paleoclimático (e.g. McCrea, 1950; Stuiver, 1970; Kelts y Talbot, 1990; Talbot, 1990; Li y Ku, 1997; Teranes y McEnzie, 2001; Leng y Marsall, 2004; Pla-Pueyo *et al.*, 2009; 2012; Luzón *et al.*, 2009, 2017; DeoCampo, 2010).

Antes de profundizar en cuestiones propias de los depósitos estudiados, es necesario hacer una breve síntesis de ciertos aspectos clave que influyen en la composición isotópica del agua y de los carbonatos que precipitan a partir de este agua. Los análisis isotópicos se basan en la determinación de la proporción relativa entre dos isótopos estables de un elemento en una determinada sustancia, en relación con la proporción en un estándar internacional considerado como referencia. Esta proporción se expresa en términos relativos entre el isótopo menos abundante y el más abundante utilizando la notación δ , y el valor δ en cada muestra puede ser distinto. De este modo un valor de δ positivo o negativo indica que la muestra es, respectivamente, más rica o más pobre en isótopo pesado que el patrón o estándar. El cambio en la razón isotópica entre una sustancia origen y la final se conoce como fraccionamiento, y está

controlado por cambios físicos, químicos y biológicos en la naturaleza. Se suele expresar con notación diferencial:

$$\delta(\text{‰}) = (R / R_{\text{standard}} - 1) \times 1000$$

donde δ es la composición isotópica en partes por mil referida al estándar (‰), R y R_{standard} es la proporción entre el isótopo pesado y el ligero en la muestra y en el estándar, respectivamente.

En el medio natural, el isótopo mayoritario del oxígeno es el ligero, ^{16}O (> 99,7%), siendo ^{18}O menos abundante (0,2%) y ^{17}O muy minoritario. La razón isotópica $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ en una muestra se expresa respecto al estándar VSMOW (Vienna Standard Mean Oceanic Water). En la figura 7.1 se muestra el ciclo del agua y los valores promedio de $\delta^{18}\text{O}$ de esta agua en diferentes situaciones (Ferrio *et al.*, 2005; Darling *et al.*, 2005) ya que existen distintos efectos que controlan su fraccionamiento isotópico en la naturaleza. Entre ellos destacan los efectos de la temperatura, la altitud, latitud y continentalidad (Fig. 7.2).

Durante la evaporación y evapotranspiración el vapor de agua se enriquece en isótopo ligero (^{16}O) respecto al agua líquida ya que se necesita una presión de vapor más alta para movilizar moléculas de agua con ^{18}O (Fig. 7.1); además el fraccionamiento es mayor a menor temperatura. Durante la condensación el efecto es el contrario, y la lluvia está enriquecida relativamente en el isótopo pesado respecto al vapor (Darling *et al.*, 2005; Hoefs, 2009). También se produce un enriquecimiento en el isótopo ligero del vapor de agua conforme éste se desplaza a zonas de mayor altitud, o más continentales, ya que este vapor se ha ido empobreciendo en ^{18}O en lluvias precedentes; además, en el primer caso especialmente el agua se vuelve más fría, siendo el fraccionamiento mayor durante la condensación. Respecto a la latitud, el ^{18}O disminuye al hacerlo la latitud, aunque en general se trata de un efecto aparente ya que depende de la temperatura a partir de las que se generan las masas de agua.

Una vez llega el agua de precipitación, fusión de nieve o de manantiales a los cursos fluviales, su composición isotópica también varía. Así la concentración de la masa de agua por evaporación conlleva una ganancia de ^{18}O , especialmente en zonas de menor velocidad del flujo; también la mezcla con agua de otras procedencias produce cambios en la composición (Fig. 7.1). Añadido a esto existe una variación estacional (e incluso diurna) en la composición del agua, que se atenúa en el caso de que ésta se almacene en acuíferos. De hecho, en aguas subterráneas, especialmente de regiones templadas y húmedas, la composición isotópica es similar a la de la precipitación en el área de recarga, si la infiltración es rápida hasta el acuífero, mientras que en regiones semiáridas o áridas, las pérdidas por evaporación antes y durante la recarga conllevan un enriquecimiento hacia valores más altos de $\delta^{18}\text{O}$ (Gat, 1971). La influencia de la actividad orgánica juega también su papel, ya que el oxígeno sufre un fraccionamiento durante la respiración; la fotosíntesis en cambio, apenas produce fraccionamiento desde el agua.

En el caso de las masas de agua lacustres, la composición isotópica depende también de múltiples factores. En relación con el oxígeno, no se puede asumir simplemente que la composición del agua del lago refleje la precipitación media, ya que dicha composición cambia en función del tiempo de residencia en lago y de la temperatura (incrementándose el $\delta^{18}\text{O}$ por el efecto de la evaporación). En lagos hidrológicamente abiertos las aguas están sometidas poco tiempo a evaporación, y la composición isotópica de oxígeno del agua refleja, por lo general, la composición isotópica media de las precipitaciones recibidas por el lago. Los lagos cerrados, particularmente aquéllos de regiones áridas donde la pérdida de agua es principalmente por evaporación, tienen una composición isotópica muy variable a lo largo del año, alcanzándose valores considerablemente más pesados que los de las lluvias regionales. Otros factores influyen en la composición isotópica del agua de los lagos, como el aporte subterráneo, el aporte de agua en distintos eventos de precipitación (incluyendo distintas estaciones) o de fusión de hielo, las

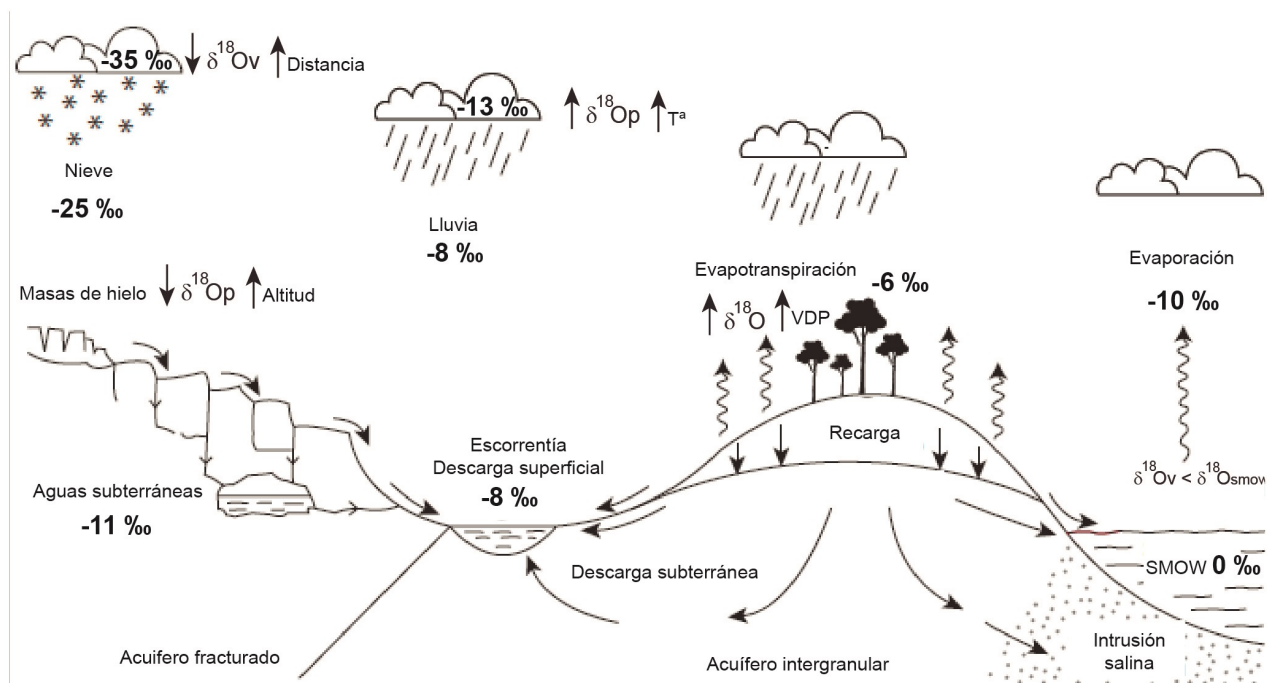


Fig. 7.1. Esquema de la circulación global del agua y valores característicos para el Oxígeno (modificada de Ferrio *et al.*, 2005 y Darling *et al.*, 2006)

modificaciones experimentadas por cambios en las fuentes de agua relacionadas, por ejemplo, con fenómenos de captación, o la influencia de la actividad orgánica. Añadido a lo anterior, en cuencas con tiempos de residencia relativamente largos, si el agua se estratifica, las aguas superficiales pueden tener incluso composiciones isotópicas de las precipitaciones de verano en lugar de precipitaciones anuales promedio. Por ello, cada lago tiene una identidad isotópica propia y única que depende de las características geográficas, climáticas, hidrológicas y el tiempo de permanencia del mismo (Talbot, 1990).

El carbono presenta, al igual que el oxígeno, dos isótopos estables: ^{12}C que es mayoritario (98,89%) y ^{13}C menos abundante (<1,1%), por lo que los análisis isotópicos se basan en la relación $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ expresada como $\delta^{13}\text{C}$. La razón isotópica $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ se expresa respecto al estándar VPDB (Vienna Pee Dee Belemnite). Al igual que en el caso del oxígeno, diferentes factores controlan el fraccionamiento, de manera que el $\delta^{13}\text{C}$ es muy diferente en los distintos reservorios de carbono (Fig. 7.3), presentando, si cabe, este sistema mayor complejidad que el oxígeno. En el caso del carbono, la influencia de los organismos en su ciclo, a través tanto de la respiración como de la fotosíntesis, es extremadamente importante de manera que el isótopo ligero se incorpora más fácilmente en los tejidos orgánicos.

El valor del $\delta^{13}\text{C}$ es indicativo de la fuente u origen del carbono, que proviene del carbono inorgánico, que se encuentra en forma oxidada en gases y minerales (CO_2 , HCO^{-3}), y del carbono orgánico que aparece, en su forma nativa o reducida, formando parte de los compuestos orgánicos. Ambas formas se encuentran en equilibrio, existiendo un intercambio constante entre uno y otro. En relación con los factores que influyen en el $\delta^{13}\text{C}$ en un lago, destacan (Fig. 7.2): i) el intercambio de CO_2 con la atmósfera, controlado por el pH, salinidad, composición y CO_2 total disuelto; ii) la disolución de carbonatos en el área fuente que modifican el $\delta^{13}\text{C}$ del agua de escorrentía en función de las rocas que atraviesan; iii) la captura de CO_2 durante la fotosíntesis y la productividad en el lago; iv) los procesos bacterianos, y v) el balance entre producción/degradación de materia orgánica (Leng *et al.*, 2005). Evaporación y la fotosíntesis, actúan en el mismo sentido, provocando un enriquecimiento de ^{13}C en el agua debido a la preferencia de los organismos por el ^{12}C , por ello los *blooms* de algas, por ejemplo, enriquecen el agua en dicho isótopo. Por

el contrario, la oxidación de la materia orgánica, supone un relanzamiento de $^{12}\text{CO}_2$ al agua y conlleva el efecto contrario. Asimismo, la fuente de carbono orgánico desde el continente influye en la composición isotópica del agua del lago ya que será diferente en función del tipo de vegetación (C3 ó C4) dominante en el entorno (Fig. 7.3). Todo ello queda registrado en la señal isotópica de los carbonatos lacustres.

7.1.2. Isótopos estables en los carbonatos continentales lacustres

Los valores de $\delta^{18}\text{O}$ de los carbonatos generados en lagos exhiben un amplio rango que depende principalmente de la temperatura y composición isotópica de las aguas a partir de las que precipita, estando esta última controlada, como hemos visto, por el agua que llega al lago y por el tiempo de residencia en el mismo (Talbot, 1999; Leng y Marshall, 2004). De manera general, los carbonatos precipitados en lagos hidrológicamente abiertos presentan composiciones isotópicas poco variables ya que los efectos de la evaporación son pequeños, mientras que cuanto mayor es el tiempo de residencia, mayor es la evaporación, especialmente en lagos hidrológicamente cerrados, y las aguas muestran un mayor enriquecimiento en el isótopo pesado. Este último caso se refleja en el correspondiente aumento de $\delta^{18}\text{O}$ en los minerales precipitados a partir de las mismas (Kelts y Talbot, 1990; Leng *et al.*, 2005).

Debido a la gran influencia de la temperatura en el coeficiente de fraccionamiento del sistema carbonato-agua para el oxígeno, Urey propuso en 1947 su uso como paleotermómetro. A pesar de que existen ecuaciones que relacionan la composición isotópica de los carbonatos, con la del agua y la temperatura del agua de la que precipitan (Kim y O'Neill, 1997; Vasconcelos *et al.*, 2005), en los registros lacustres antiguos no se conoce la composición de las aguas originales, por lo que se ha de ser prudente a la hora de establecer cálculos de la paleotemperatura y es preferible analizar sólo sus tendencias (Hoefs, 2009).

En el análisis hay que tener en consideración que los carbonatos en un lago son una mezcla de componentes autigénicos, incluyendo los biogénicos, y componentes detríticos, de forma que la señal isotópica es una mezcla de la de todos estos componentes. Es evidente que la señal isotópica de los carbonatos detríticos nada tiene que ver con la de los generados en un lago, ya que aquéllos precipitaron

en equilibrio con un agua distinta. Además, dentro de un mismo lago la composición isotópica de caparazones orgánicos carbonatados y minerales autigénicos puede resultar distinta, tanto por el hecho de que existen desequilibrios cinéticos relacionados con la propia actividad orgánica ("efectos vitales"), como por el hecho de que el fraccionamiento final puede ser distinto para cada especie (McConnaughey, 1989; Adkins *et al.*, 2003; Leng *et al.*, 2005). Por ejemplo, se han demostrado diferencias sistemáticas

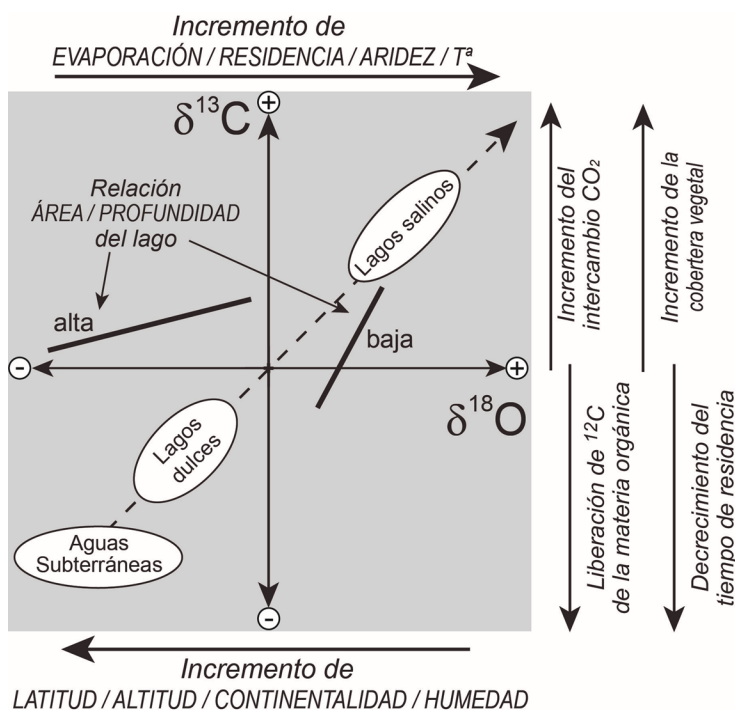
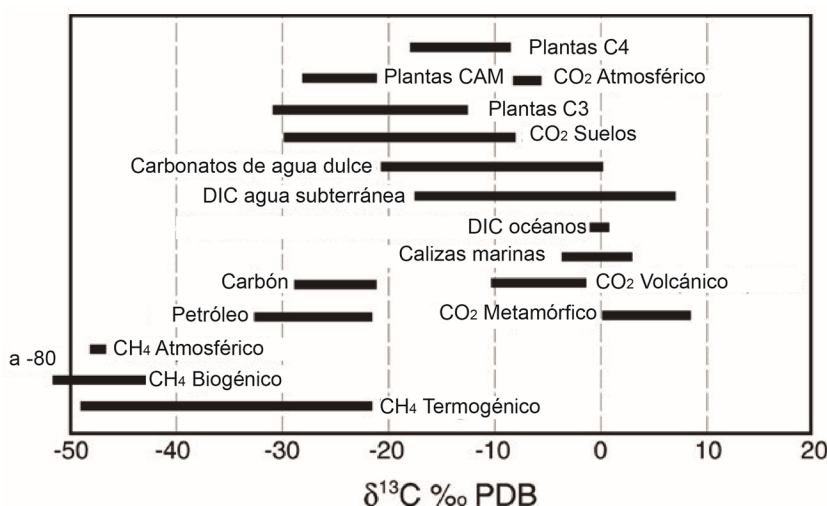


Fig. 7.2. Implicaciones y significado de la covarianza de $\delta^{18}\text{O}/\delta^{13}\text{C}$ en lagos hidrológicamente cerrados (modificada de Talbot, 1990; Leng y Marshall, 2004).

en $\delta^{18}\text{O}$ de hasta 2‰, e incluso mayores para el $\delta^{13}\text{C}$, en conchas de ostrácodos frente a la calcita autigénica lacustre que precipita en condiciones de equilibrio (e.g. Lister *et al.*, 1991; Schwab *et al.*, 1999). Asimismo se han demostrado disequilibrios con diferencias en el fraccionamiento del 1-3‰ respecto a la señal teórica en minerales bioinducidos (Fronval *et al.*, 1995; Teranes *et al.*, 1999). A partir de ello, la separación de los distintos componentes en muestras lacustres es necesaria pero compleja. Por ello, un estudio sobre muestra total necesita de un estudio petrográfico previo, incluyendo microscopía petrográfica y electrónica, que permita establecer el origen de los componentes que van a ser analizados y llevar a cabo una selección adecuada de las muestras. Además, los estudios paleoclimáticos han de basarse exclusivamente en datos obtenidos en muestras autigénicas, no modificadas durante la diagénesis o posteriormente, hecho que debe ser tenido especialmente en cuenta en muestras biogénicas (Leng y Marshall, 2004).

A diferencia del oxígeno, los valores $\delta^{13}\text{C}$ en los carbonatos lacustres no dependen tanto de la temperatura del agua desde la que precipitan sino que intervienen otros factores (Kelts y Talbot, 1990; Leng *et al.*, 2005; Hoefs, 2009). Por ejemplo, en el caso de que la producción sea biogénica, en el fraccionamiento juega un papel muy importante el “efecto vital”, que es diferente entre especies. El hecho de que la composición isotópica $\delta^{13}\text{C}$ de los carbonatos en un lago dependa de numerosos factores diferentes de la temperatura, ya comentados en el apartado anterior, complica su interpretación, especialmente en sistemas antiguos, por lo que el análisis llevado a cabo en este trabajo está fundamentalmente basado en los datos de oxígeno.

Una información añadida que aporta el estudio isotópico, proviene de cómo es la covarianza entre los valores de $\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^{13}\text{C}$ (Talbot, 1990; Leng y Marshall, 2004) (Fig. 7.2). Esta característica ha sido ampliamente utilizada en la interpretación de sistemas lacustres tanto actuales como antiguos (e.g. Talbot, 1990; Leng y Marshall, 2004; Vázquez, 2008; Ezquerro *et al.*, 2014), de manera que se considera que refleja propiedades como el tamaño del lago frente a la profundidad, o si el sistema lacustre analizado es hidrológicamente abiertos o cerrados. Cada lago cerrado parece tener una identidad isotópica única definida por su covarianza, que depende del entorno geográfico, climático, hidrológico y temporal de una cuenca (Talbot, 1990), aunque se ha reconocido que esta interpretación es solo cierta para sistemas cerrados durante largos periodos de tiempo (Drummond *et al.*, 1995; Li y Ku, 1997). La composición isotópica de oxígeno y carbono ($\delta^{18}\text{O}$ vs. $\delta^{13}\text{C}$) del agua y carbonatos lacustres puede mostrar una buena covarianza, siendo típica de sistemas cerrados o cuerpos de agua con largos tiempos de residencia. En contraste, una covarianza baja o nula es típica de los lagos abiertos o con tiempos de residencia cortos, aunque también se ha demostrado escasa variación de debido a la recarga por aguas subterráneas



(Valero Garcés *et al.*, 2000; Luzón *et al.*, 2005). Por otro lado, la pendiente de la recta de regresión se considera representativa de la relación extensión/profundidad de los cuerpos de agua, que influye en la mezcla de aguas y la tasa de evaporación.

Fig. 7.3. Valores isotópicos característicos del $\delta^{13}\text{C}$ en los distintos reservorios de carbono.

7.2. RESULTADOS ISOTÓPICOS

Existen resultados previos que incluyen datos isotópicos de los carbonatos lacustres de la Cuenca de Teruel (Alonso-Zarza y Calvo, 2000; Alonso-Zarza y Arenas, 2004; Alonso-Zarza *et al.*, 2012), pero éstos se centran más en cuestiones petrológicas y sedimentológicas e incluyen datos dispersos espacial y temporalmente. En un trabajo previo (Ezquerro *et al.*, 2014), hemos establecido la primera propuesta, basada en isotopía de carbonatos lacustres, de cambios en el clima para el periodo Vallesiense-Rusciniense, a partir del estudio del perfil Rambla de la Covacha (perfil Pe-5 en la transversal de Peralejos).

El estudio ahora presentado se ha abordado a partir de un análisis más completo del perfil Rambla de la Covacha (Pe-5) y de muestras procedentes de otros dos perfiles estratigráficos, Los Tollos (Or-3) y Masada Cociero (SB-5), con la finalidad de cubrir todo el lapso temporal (Vallesiense–Villafranquiense) que abarcan los materiales carbonatados estudiados. Los tres perfiles permiten un buen control cronológico debido a la existencia de varios yacimientos de micromamíferos, series magnetoestratigráficas y niveles guía contenidos en ellos, lo que ha posibilitado la correlación entre ellos y con el modelo geocronológico establecido para el conjunto del sector norte de la Cuenca de Teruel y, por tanto, la construcción de una serie isotópica a nivel de cuenca.

Los análisis isotópicos se han realizado sobre calcita según la metodología descrita en el apartado 1.4.1 y las muestras se han seleccionado considerando tanto la composición mineralógica obtenida a partir de la difracción de rayos X como las características petrográficas, eligiéndose exclusivamente muestras sin dolomita u otros minerales carbonatados distintos a la calcita. Tampoco se han considerado muestras con contenido apreciable en ostrácodos, para evitar la posible influencia del carbonato de las conchas, o con extraclastos carbonatados. Asimismo, como la calcita no presenta altos porcentajes en algunas muestras, para estimar la representatividad del dato analizado se ha añadido a los criterios de selección de las muestras el rendimiento que representa la cantidad de gas obtenida en el procesado de la muestra respecto a la esperable si la muestra fuera 100% pura.

Además de la evolución vertical de los valores isotópicos de la calcita ($\delta^{18}\text{O}_{\text{Cc}}$ y $\delta^{13}\text{C}_{\text{Cc}}$; en adelante $\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^{13}\text{C}$), se ha analizado su covarianza, que también aporta información paleoambiental (Talbot, 1990; Li y Ku, 1997; Leng y Marshall, 2004). En estos casos, se ha comprobado que la señal isotópica registrada es reproducible y replicable entre los distintos perfiles, en el sentido de Mangini *et al.* (2007) o Dorale y Liu (2009), lo que refuerza la hipótesis de una precipitación de los carbonatos en equilibrio con el agua a partir de la que precipitan y de un factor de control común.

7.2.1. Perfil Rambla de la Covacha (Vallesiense-Rusciniense)

Este perfil, de 90,5 m de potencia, está constituido por niveles de caliza, carbonatos nodulosos, margas y limos; comprende desde el Vallesiense hasta el Rusciniense (Fig. 7.4). Se seleccionaron 63 muestras para análisis isotópico, aproximadamente una muestra cada dos metros, excepto en los últimos cuarenta metros en los que se analizaron todas las muestras disponibles (una cada metro) para afianzar una posterior correlación con el perfil Los Tollos (Fig. 7.4 y Tabla 7.1).

Los valores de $\delta^{18}\text{O}_{\text{Cc}}$ (media -5,15‰) y $\delta^{13}\text{C}_{\text{Cc}}$ (media -6,05‰) son siempre negativos (Fig. 7.4). Si se comparan con los valores isotópicos de las rocas mesozoicas que constituyen las áreas fuente (Luzón

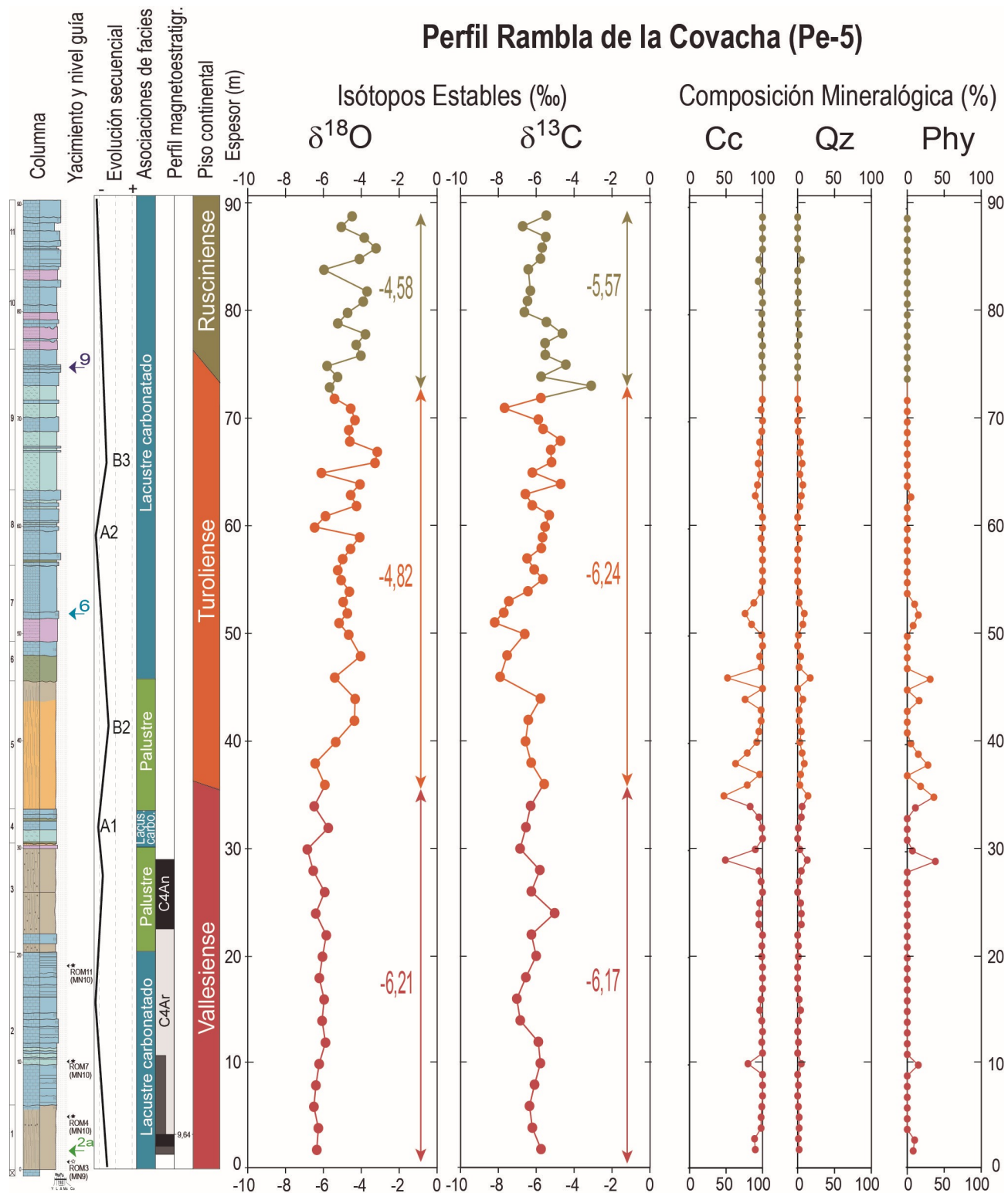


Fig. 7.4. Evolución isotópica ($\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^{13}\text{C}$) y mineralógica del perfil Rambla de la Covacha (Pe-5). Se indican además la posición de los yacimientos (y la zona MN asignada), los niveles guía, las asociaciones de litofacies distinguidas, la evolución megasecuencial del perfil y las principales rupturas, así como la correlación con el perfil magnetoestratigráfico La Roma de Krijgsman (1996) y la asignación de los materiales a los pisos continentales. Cc–Calcita, Qz–Cuarzo, Phy–Filosilicatos.

et al., 2009; Colás *et al.*, 2011; Val *et al.*, 2017), se observa una clara diferencia, siendo los carbonatos lacustres neógenos considerablemente más ligeros; ello descarta una influencia importante de los carbonatos detríticos en la señal isotópica (Fig. 7.5a). Los datos mineralógicos apuntan igualmente hacia un origen autigénico de la calcita (Cc), ya que siempre presenta una relación inversa con el cuarzo y los filosilicatos, de origen detrítico (Fig. 7.5b). Añadido a esto, la relación entre cuarzo (Qz) y filosilicatos (Phy)

7. Clima

Muestra	Edad	Zona MN	$\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$	$\delta^{18}\text{O}_{\text{PDB}}$	Mineralogía (en %)										
					Cc	Qz	Phy	Gy	Do	Arg	FK	He	Anh	Ha	Mgs
Perfil Rambla de la Covacha (Pe-5)															
RC-88	Rusciniense	MN14	-5,47	-4,49	100	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
RC-87	Rusciniense	MN14	-6,72	-5,06	100	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
RC-86	Rusciniense	MN14	-5,50	-3,85	100	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
RC-85	Rusciniense	MN14	-5,69	-3,23	100	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
RC-84	Rusciniense	MN14	-5,78	-4,11	95	5	0	0	0	0	0	0	0	0	0
RC-83	Rusciniense	MN14	-6,42	-5,98	100	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
RC-81	Rusciniense	MN14	-6,31	-3,71	99	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0
RC-80	Rusciniense	MN14	-6,43	-3,9	80	99	1	0	0	0	0	0	0	0	0
RC-79	Rusciniense	MN14	-6,62	-4,73	79	100	0	0	0	0	0	0	0	0	0
RC-78	Rusciniense	MN14	-5,44	-5,25	78	99	1	0	0	0	0	0	0	0	0
RC-77	Rusciniense	MN14	-4,62	-3,79	77	99	1	0	0	0	0	0	0	0	0
RC-76	Rusciniense	MN14	-5,5	-4,29	76	98	2	0	0	0	0	0	0	0	0
RC-75	Rusciniense	MN14	-5,53	-4,03	75	100	0	0	0	0	0	0	0	0	0
RC-74	Rusciniense	MN14	-4,38	-5,83	74	99	0	0	0	0	0	0	0	0	1
RC-73	Rusciniense	MN14	-5,74	-5,27	73	100	0	0	0	0	0	0	0	0	0
RC-72	Rusciniense	MN14	-3,04	-5,69	72	100	0	0	0	0	0	0	0	0	0
RC-71	Tuoliense	MN13	-5,76	-5,43	71	100	0	0	0	0	0	0	0	0	0
RC-70	Tuoliense	MN13	-7,66	-4,55	70	100	0	0	0	0	0	0	0	0	0
RC-69	Tuoliense	MN13	-5,89	-4,35	69	98	2	0	0	0	0	0	0	0	0
RC-68	Tuoliense	MN13	-5,64	-4,68	68	100	0	0	0	0	0	0	0	0	0
RC-67	Tuoliense	MN13	-4,72	-4,61	67	99	1	0	0	0	0	0	0	0	0
RC-66	Tuoliense	MN13	-5,23	-3,15	66	96	4	0	0	0	0	0	0	0	0
RC-65	Tuoliense	MN13	-5,19	-3,29	65	97	3	0	0	0	0	0	0	0	0
RC-64	Tuoliense	MN13	-6,19	-6,17	64	94	6	0	0	0	0	0	0	0	0
RC-63	Tuoliense	MN13	-4,71	-4,08	63	97	3	0	0	0	0	0	0	0	0
RC-62	Tuoliense	MN13	-6,56	-4,57	62	93	7	0	0	0	0	0	0	0	0
RC-61	Tuoliense	MN12	-6,21	-4,26	61	90	5	5	0	0	1	0	0	0	0
RC-60	Tuoliense	MN12	-5,29	-5,91	60	97	3	0	0	0	0	0	0	0	0
RC-59	Tuoliense	MN12	-5,54	-6,47	59	100	0	0	0	0	0	0	0	0	0
RC-58	Tuoliense	MN12	-5,65	-4,06	58	100	0	0	0	0	0	0	0	0	0
RC-57	Tuoliense	MN12	-5,73	-4,58	57	98	2	0	0	0	0	0	0	0	0
RC-56	Tuoliense	MN12	-6,46	-4,99	56	100	0	0	0	0	0	0	0	0	0
RC-55	Tuoliense	MN12	-6,11	-5,25	55	100	0	0	0	0	0	0	0	0	0
RC-54	Tuoliense	MN12	-5,63	-5,07	54	100	0	0	0	0	0	0	0	0	0
RC-53	Tuoliense	MN12	-6,44	-4,64	53	100	0	0	0	0	0	0	0	0	0
RC-52	Tuoliense	MN13	-7,43	-4,96	52	98	2	0	0	0	0	0	0	0	0
RC-51	Tuoliense	MN12	-7,71	-4,75	51	88	2	10	0	0	0	0	0	0	0
RC-50	Tuoliense	MN12	-8,18	-5,19	50	76	9	15	0	0	0	0	0	0	0
RC-49	Tuoliense	MN12	-6,61	-4,68	99	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0
RC-47	Tuoliense	MN11	-7,54	-4,04	96	4	0	0	0	0	0	0	0	0	0
RC-45	Tuoliense	MN11	-7,91	-5,41	52	17	31	0	0	0	0	0	0	0	0
RC-43	Tuoliense	MN11	-5,78	-4,34	76	7	16	0	0	0	0	0	0	0	0

RC-41	Turolense	MN11	-6,42	-4,37	98	2	0	0	0	0	0	0	0	0	0
RC-39	Turolense	MN11	-6,56	-5,36	92	3	5	0	0	0	0	0	0	0	0
RC-37	Turolense	MN11	-6,27	-6,44	63	9	28	0	0	0	0	0	1	0	0
RC-35	Vallesiense	MN10	-5,58	-5,93	79	3	18	0	0	0	0	0	0	0	0
RC-33	Vallesiense	MN10	-6,30	-6,49	83	6	11	0	0	0	0	0	0	0	0
RC-31	Vallesiense	MN10	-6,55	-5,75	99	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0
RC-29	Vallesiense	MN10	-6,85	-6,86	90	3	7	0	0	0	0	0	0	0	0
RC-27	Vallesiense	MN10	-5,81	-6,55	95	5	0	0	0	0	0	0	0	0	0
RC-25	Vallesiense	MN10	-6,26	-5,94	100	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
RC-23	Vallesiense	MN10	-5,03	-6,41	95	5	0	0	0	0	0	0	0	0	0
RC-21	Vallesiense	MN10	-6,25	-5,86	100	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
RC-19	Vallesiense	MN10	-6,01	-6,06	99	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0
RC-17	Vallesiense	MN10	-6,55	-6,23	100	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
RC-15	Vallesiense	MN10	-7,02	-5,97	98	2	0	0	0	0	0	0	0	0	0
RC-13	Vallesiense	MN10	-6,84	-6,08	99	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0
RC-11	Vallesiense	MN10	-5,89	-5,90	99	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0
RC-9	Vallesiense	MN10	-5,78	-6,23	80	5	15	0	0	0	0	0	0	0	0
RC-7	Vallesiense	MN10	-6,09	-6,41	100	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0
RC-5	Vallesiense	MN10	-6,36	-6,51	99	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0
RC-3	Vallesiense	MN9	-6,20	-6,28	98	2	0	0	0	0	0	0	0	0	0
RC-1	Vallesiense	MN9	-5,75	-6,36	90	2	8	0	0	0	0	0	0	0	0

Tabla 7.1. Resultados de los análisis isotópicos de $\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^{13}\text{C}$ y mineralógicos con difracción de rayos X para las muestras del perfil Rambla de la Covacha (Pe-5). Las muestras están ordenadas en la tabla según la serie estratigráfica (techo de la serie hacia arriba en la tabla). Aparecen sombreadas las muestras que se superponen en edad con aquellas equivalentes del perfil Los Tollos. Los análisis isotópicos fueron realizados sobre calcita tomando como estándar el *Pee Dee Belemnite* (PDB). Minerales: Cc–Calcita, Qz–Cuarzo, Phyl–Minerales de la Arcilla, Gy–Yeso, Do–Dolomita, Arg–Aragonito, FK–Feldespatos potásico, He–Hematites, Anh–Anhidrita, Ha–Halita y Mgs–Magnesita.

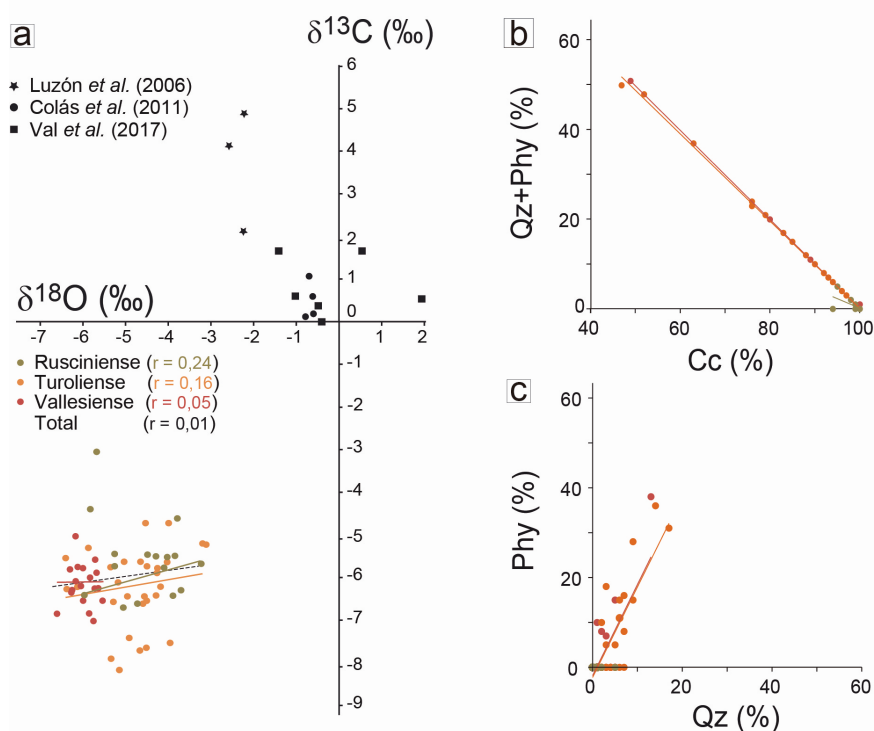


Fig. 7.5. Relaciones isotópicas y mineralógicas del perfil Rambla de la Covacha (Pe-5). **(a)** Covarianza de $\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^{13}\text{C}$ para el conjunto de la serie y para los distintos intervalos temporales considerados. Se han mostrado asimismo los valores isotópicos determinados por Luzón *et al.* (2006), Colás *et al.* (2011) y Val *et al.* (2017) en las rocas mesozoicas carbonatadas del entorno que constituyen el área fuente de nuestros depósitos. **(b)** Relación (Qz+Phyl)/Cc. **(c)** Relación Phyl/Qz. Cc–Calcita, Qz–Cuarzo, Phyl–Filosilicatos.

muestra una pendiente positiva, lo que sería indicativo de un origen común relacionado con aportes detríticos (Fig. 7.5c).

Si se analiza el perfil en conjunto, los valores de $\delta^{18}\text{O}_{\text{c}}$, aunque varían, muestran un incremento general en la vertical, es decir, se hacen más pesados; los valores de $\delta^{13}\text{C}_{\text{c}}$ son más variables y no muestran una tendencia vertical clara (Fig. 7.4). La covarianza entre $\delta^{18}\text{O}_{\text{c}}$ y $\delta^{13}\text{C}_{\text{c}}$ es muy baja o escasamente significativa ($r = 0,01$) considerando que hay 63 muestras (Fig. 7.4).

Si se analizan los datos por periodos, para el Vallesiense los valores de $\delta^{18}\text{O}_{\text{c}}$ muestran muy baja variabilidad, presentando siempre valores muy próximos a la media, que es $-6,21\text{‰}$, si bien se separan algo más de esta media hacia el final del periodo. Para el $\delta^{13}\text{C}_{\text{c}}$ los valores son más variables y la media es $-6,17\text{‰}$. La covarianza de las muestras vallesienses es la menor detectada en todo el perfil, $r = 0,05$ (18 muestras). El Turolense representa un cambio, con una media bastante mayor para el $\delta^{18}\text{O}_{\text{c}}$ ($-4,82\text{‰}$) y detectándose algunos valores, sobre todo en la parte superior, que se apartan bastante de ésta. Para el $\delta^{13}\text{C}$ el valor medio se encuentra en torno a $-6,24\text{‰}$, similar al del Vallesiense, pero la variabilidad es mayor ($-8,18\text{‰}$ el valor más ligero y $-4,71\text{‰}$ el más pesado), obteniéndose en las muestras de este periodo los valores más bajos del perfil (en torno a los metros 45 y 53). La covarianza para este periodo, aunque también muy baja ($r = 0,16$ para 29 muestras) es algo mayor a la de las muestras vallesienses. Por último, las escasas muestras (16) de edad Rusciniense localizadas en este perfil mantienen para el $\delta^{18}\text{O}_{\text{c}}$ una variabilidad similar a la del Turolense, pero con una ligera tendencia hacia valores más positivos, con un valor medio de $-4,58\text{‰}$, siendo el valor más bajo $-5,98\text{‰}$ y el más alto $-3,23\text{‰}$. El valor medio del $\delta^{13}\text{C}_{\text{c}}$ aumenta también ($-5,57\text{‰}$) y la variabilidad disminuye ligeramente, con valores entre $-6,72\text{‰}$ y $-3,04\text{‰}$. La covarianza para este periodo es la mayor detectada en el perfil, con un valor de $r=0,24$, si bien se corresponde con 16 muestras.

7.2.2. Perfil Los Tollos (Rusciniense-Villafranquiense)

En este perfil se han analizado muestras tomadas en los primeros 47,2 m, integrados por calizas y limos con intercalaciones ocasionales de margas; abarcan desde el Rusciniense hasta la base del Villafranquiense (Fig. 7.6). Se seleccionaron 34 muestras para análisis isotópico y mineralógico, aproximadamente una muestra cada metro, salvo para la parte inferior de la serie donde la presencia de dolomita y ostrácodos desaconsejaba su uso para las determinaciones isotópicas. Los resultados aparecen recogidos en la tabla 7.2 y representados en la figura 7.5.

Los resultados muestran, a grandes rasgos, que los valores de $\delta^{18}\text{O}_{\text{c}}$ y $\delta^{13}\text{C}_{\text{c}}$ disminuyen en la vertical, es decir, se hacen más ligeros con el tiempo, y que los valores de $\delta^{13}\text{C}_{\text{c}}$ muestran mayor variabilidad respecto a la media. A pesar de que no varían en la misma proporción, existe cierto paralelismo entre ambos valores, y la recta de regresión presenta un valor de $r=0,70$ para 34 muestras, indicando una alta y significativa covarianza (Fig. 7.7a). Al igual que en el caso anterior, la covarianza entre fases minerales, especialmente si se comparan calcita, cuarzo y filosilicatos (Fig.7.6b,c), y las observaciones en FESEM (Fig. 3.27) apuntan hacia una escasa influencia de granos detríticos en la señal isotópica obtenida para la calcita y, por tanto, un origen mayoritariamente autigénico de esta fase mineral.

Si se analizan los datos por periodos, en relación con la parte de intervalo Rusciniense que abarca este perfil, los datos muestran una elevada variabilidad, especialmente notable para el $\delta^{13}\text{C}_{\text{c}}$. La media de $\delta^{18}\text{O}_{\text{c}}$ es $-4,55\text{‰}$, si bien los valores oscilan desde $-6,45\text{‰}$ a valores claramente más pesados ($-2,3\text{‰}$).

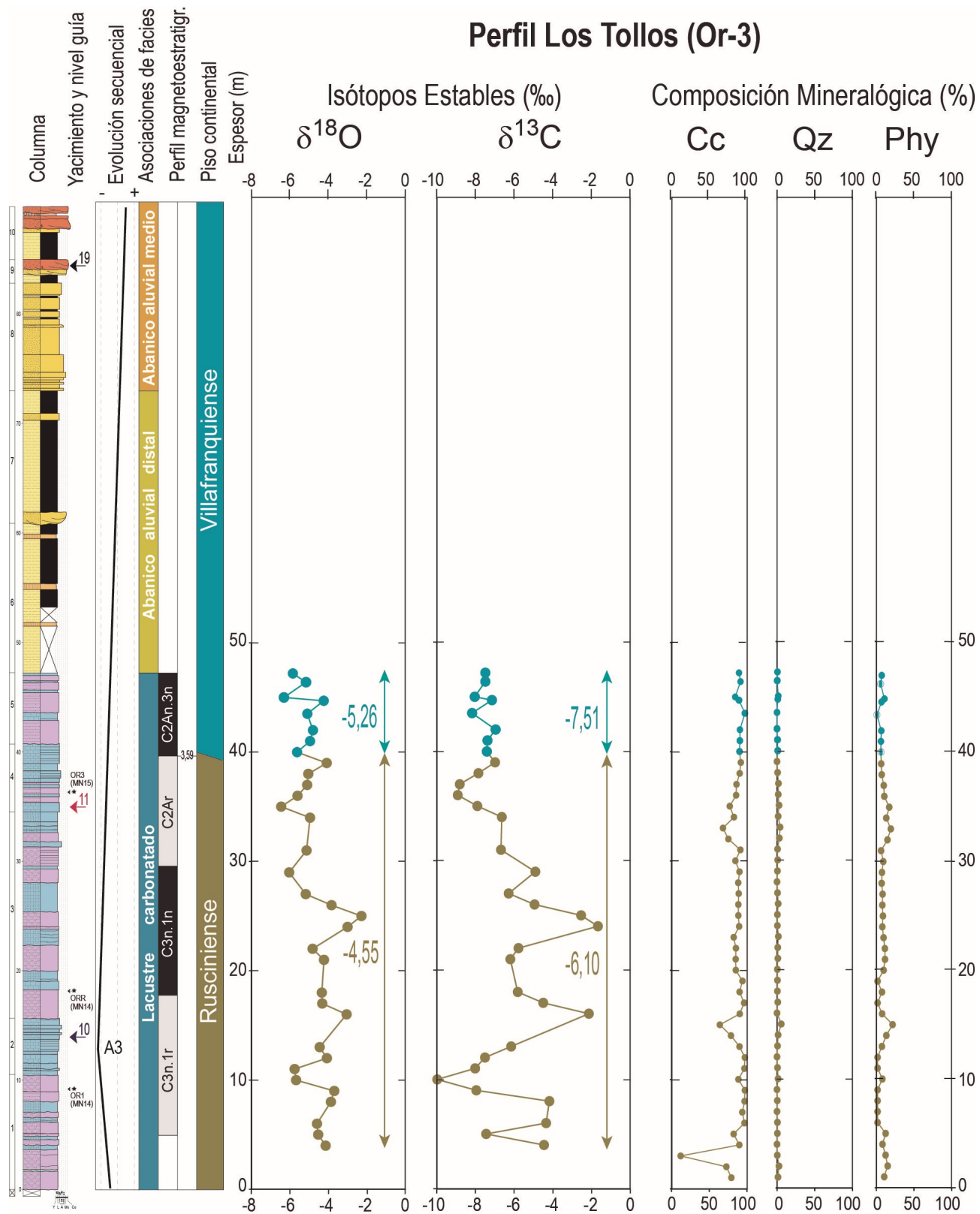


Fig. 7.6. Evolución isotópica ($\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^{13}\text{C}$) y mineralógica del perfil Los Tollos (Or-3). En este caso, el perfil magnetoestratigráfico correlacionado es el perfil Orrios de Opdyke *et al.* (1997). Leyenda como en Fig. 6.3.

Por otro lado, los valores de $\delta^{13}\text{C}_{\text{Cc}}$ (media $-6,10\text{‰}$) oscilan desde $-9,98$ a $-1,67\text{‰}$. La covarianza entre $\delta^{18}\text{O}_{\text{Cc}}$ y $\delta^{13}\text{C}_{\text{Cc}}$ es muy alta ($r = 0,69$; 26 muestras), próxima a la que muestra la serie en su totalidad (0,70). Para el Villafranquiense se continúa con la tendencia del final del Rusciniense, con valores relativamente ligeros tanto para el oxígeno como para el carbono, y menor oscilación respecto a la media en ambos casos. En el caso del $\delta^{18}\text{O}_{\text{Cc}}$ ésta se encuentra en torno a $-5,26\text{‰}$ pero hay muestras con

7. Clima

Muestra	Edad	Zona MN	$\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$	$\delta^{18}\text{O}_{\text{PDB}}$	Mineralogía (en %)										
					Cc	Qz	Phy	Gy	Do	Arg	FK	He	Anh	Ha	Mgs
Perfil Los Tollos (Or-3)															
LT-47	Villafranquiense	MN16	-7,49	-5,85	92	1	7	0	0	0	0	0	0	0	0
LT-46	Villafranquiense	MN16	-7,49	-5,17	94	0	6	0	0	0	0	0	0	0	0
LT-45	Villafranquiense	MN16	-8,04	-6,31	87	2	12	0	0	0	0	0	0	0	0
LT-44	Villafranquiense	MN16	-7,15	-4,25	92	1	7	0	0	0	0	0	0	0	0
LT-43	Villafranquiense	MN16	-8,18	-5,1	100	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
LT-42	Villafranquiense	MN16	-6,96	-4,81	93	0	7	0	0	0	0	0	0	0	0
LT-41	Villafranquiense	MN16	-7,38	-4,94	93	1	6	0	0	0	0	0	0	0	0
LT-40	Villafranquiense	MN16	-7,42	-5,63	93	1	6	0	0	0	0	0	0	0	0
LT-39	Rusciniense	MN15	-6,99	-4,1	94	0	6	0	0	0	0	0	0	0	0
LT -38	Rusciniense	MN15	-7,85	-5,05	93	1	6	0	0	0	0	0	0	0	0
LT -37	Rusciniense	MN15	-8,82	-5,11	89	2	10	0	0	0	0	0	0	0	0
LT -36	Rusciniense	MN15	-8,92	-5,61	88	2	10	0	0	0	0	0	0	0	0
LT -35	Rusciniense	MN15	-7,91	-6,45	79	3	18	0	0	0	0	0	0	0	0
LT -34	Rusciniense	MN15	-6,64	-4,96	85	2	13	0	0	0	0	0	0	0	0
LT -31	Rusciniense	MN15	-6,68	-5,14	94	1	5	0	0	0	0	0	0	0	0
LT -29	Rusciniense	MN14	-4,91	-6,04	93	1	7	0	0	0	0	0	0	0	0
LT -27	Rusciniense	MN14	-6,29	-5,18	92	1	8	0	0	0	0	0	0	0	0
LT -26	Rusciniense	MN14	-4,95	-3,85	91	2	7	0	0	0	0	0	0	0	0
LT -25	Rusciniense	MN14	-2,54	-2,3	91	1	8	0	0	0	0	0	0	0	0
LT -24	Rusciniense	MN14	-1,67	-3,02	92	0	7	0	0	0	0	0	0	0	0
LT -22	Rusciniense	MN14	-5,78	-4,83	88	1	11	0	0	0	0	0	0	0	0
LT -21	Rusciniense	MN14	-6,2	-4,24	87	1	11	0	0	0	0	0	0	0	0
LT -18	Rusciniense	MN14	-5,82	-4,35	93	0	7	0	0	0	0	0	0	0	0
LT -17	Rusciniense	MN14	-4,5	-4,33	99	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0
LT -16	Rusciniense	MN14	-2,14	-3,07	93	0	7	0	0	0	0	0	0	0	0
LT -13	Rusciniense	MN14	-6,16	-4,46	93	1	7	0	0	0	0	0	0	0	0
LT -12	Rusciniense	MN14	-7,51	-4,09	100	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
LT -11	Rusciniense	MN14	-8,02	-5,76	99	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0
LT -10	Rusciniense	MN14	-9,98	-5,68	91	1	7	0	0	0	0	0	0	0	0
LT -9	Rusciniense	MN14	-7,96	-3,71	100	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
LT -8	Rusciniense	MN14	-4,18	-3,88	100	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
LT -6	Rusciniense	MN14	-4,35	-4,6	99	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0
LT -5	Rusciniense	MN14	-7,45	-4,54	85	0	12	1	1	0	0	0	0	0	0
LT -4	Rusciniense	MN14	-4,46	-4,15	92	0	8	0	0	0	0	0	0	0	0

Tabla 7.2. Resultados de los análisis isotópicos de $\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^{13}\text{C}$ y mineralógicos con difracción de rayos X para las muestras del perfil Los Tollos (Or-3). Aparecen sombreadas las muestras que se superponen en edad con aquellas equivalentes de los perfiles Rambla de la Covacha (parte inferior) y Masada Cociero (parte superior). Leyenda como en tabla 6.1.

valores desde -6,31‰ a -4,25‰; para el $\delta^{13}\text{C}_{\text{Cc}}$ la media es -7,51‰ y los valores mínimo y máximo son -8,18‰ y -6,96‰, respectivamente. La covarianza disminuye a $r = 0,56$, si bien se trata de 8 muestras.

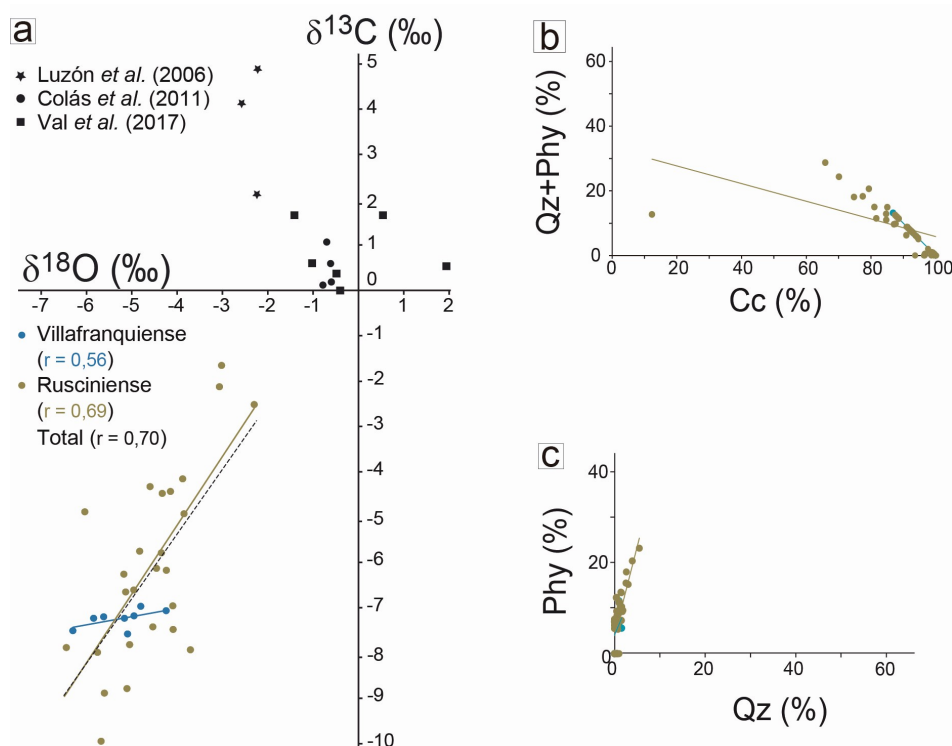


Fig. 7.7. Relaciones isotópicas y mineralógicas del perfil Los Tollos (Or-3). **(a)** Covarianza de $\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^{13}\text{C}$ para el conjunto de la serie y para los distintos intervalos temporales considerados. **(b)** Relación $(\text{Qz}+\text{Phy})/\text{Cc}$. **(c)** Relación Phy/Qz . Leyenda como en Fig. 6.4.

7.2.3. Perfil Masada Cociero (Rusciniense-Villafranchiense)

Este perfil, como ya indicamos, está compuesto por una parte inferior que se corresponde con el sondeo Masada Cociero y una superior, menos potente, con el perfil de campo Masada Cociero. Entre ellos existe un vacío de información estimado en unos 13 m de espesor (Fig. 7.8). La parte registrada y estudiada se corresponde con 88,3 m de sucesión compuesta por margas, limos, calizas y, en menor medida, yesos y lutitas; abarca desde final del Rusciniense hasta la parte alta del Villafranchiense (Fig. 7.8). Se seleccionaron 81 muestras para análisis isotópico y mineralógico, aproximadamente una cada medio metro, exceptuando aquellos tramos en los que la presencia de estructuras de deformación (SSDSs) habían removido el sedimento original. Los resultados aparecen recogidos en la tabla 7.3 y representados en la figura 7.7.

Los resultados isotópicos muestran, a grandes rasgos, que los valores de $\delta^{18}\text{O}_{\text{Cc}}$ descienden (hasta el metro 30 aproximadamente), luego aumentan (metros 50 a 60) para disminuir de nuevo ligeramente hacia techo. El $\delta^{13}\text{C}_{\text{Cc}}$, muestra una tendencia similar a la descrita para el $\delta^{18}\text{O}$. La covarianza entre $\delta^{18}\text{O}_{\text{Cc}}$ y $\delta^{13}\text{C}_{\text{Cc}}$ es alta ($r = 0,46$) y muy significativa considerando el elevado (81) número de muestras (Fig. 7.9a).

A pesar de que en este caso la comparación de los datos isotópicos con los de rocas de las posibles áreas fuente (Luzón *et al.*, 2009; Colás *et al.*, 2011; Val *et al.*, 2017) indica una mayor diferencia, si cabe, con las muestras de este perfil con las de rocas mesozoicas, las relaciones mineralógicas no son tan simples como en los otros perfiles, dada su heterogeneidad litológica. Por un lado, la relación entre $\text{Q}+\text{Phy}$ frente a Cc muestra una muy baja, prácticamente nula, correlación (Fig. 7.9b), y la correlación entre Q y Phy , pese a ser positiva, muestra una dispersión mayor que en los otros perfiles (Fig. 7.9c). Teniendo en cuenta que $\text{Q}+\text{Phy}$ siguen representando mayoritariamente al aporte detrítico, se ha evaluado también la influencia en los resultados de la presencia de yeso (Gy), muy abundante en algunas de las muestras.

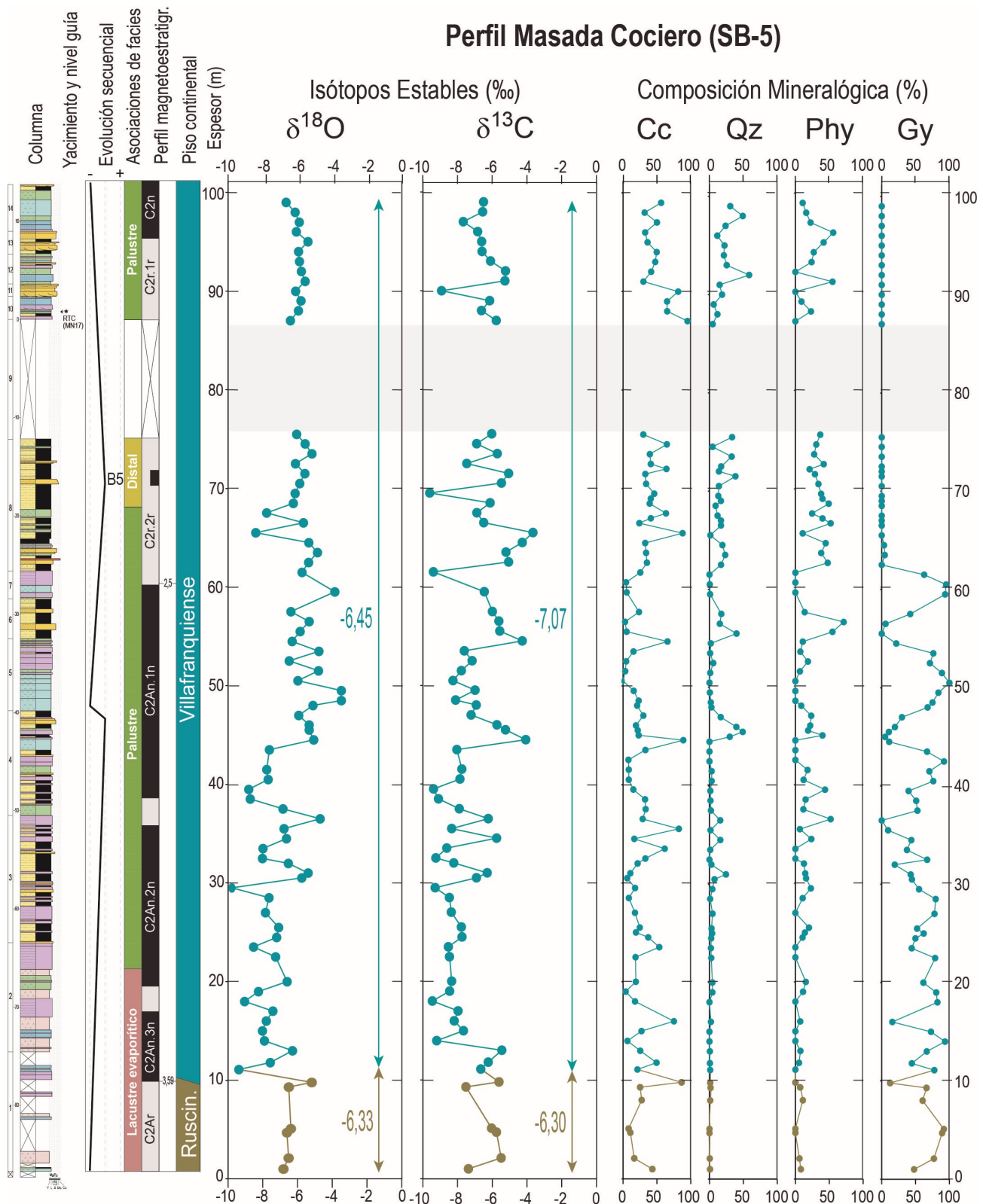


Fig. 7.8. Evolución isotópica ($\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^{13}\text{C}$) y mineralógica del perfil Masada Cociero (SB-5). En este caso, este perfil se corresponde con nuestro perfil magnetoestratigráfico Masada Cociero (Ezquerro *et al.*, 2016b). Leyenda como en Fig. 6.3 (Gy–Yeso).

De este modo, si se considera (Qz+Phy) frente a (Cc+Gy), la correlación es inversa y muy buena (Fig. 7.9d), indicando que no existe una relación genética entre ambos conjuntos; los primeros representan la carga detrítica y los segundos la precipitación autigénica. La comparación entre yeso y calcita muestra una correlación negativa, sugiriendo una precipitación no simultánea (Fig. 7.9e) de manera que en cada momento precipitaría uno u otro mineral en función de la concentración de las aguas.

Muestra	Edad	Zona MN	$\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$	$\delta^{18}\text{O}_{\text{PDB}}$	Mineralogía (en %)										
					Cc	Qz	Phy	Gy	Do	Arg	FK	He	Anh	Ha	Mgs
Perfil Masada Cociero (SB-5)															
MC-13	Villafranesense	MN17	-6,5	-6,66	56	31	11	0	0	0	2	0	0	0	0
MC-12	Villafranesense	MN17	-6,55	-6,14	32	49	16	0	0	0	3	0	0	0	0
MC-11	Villafranesense	MN17	-7,67	-5,9	50	24	22	0	0	0	4	0	0	0	0
MC-10	Villafranesense	MN17	-6,84	-6,07	33	11	56	0	0	0	0	0	0	0	0
MC-9	Villafranesense	MN17	-6,61	-5,4	36	22	42	0	0	0	0	0	0	0	0
MC-8	Villafranesense	MN17	-6,59	-5,94	50	21	27	0	0	0	2	0	0	0	0
MC-7	Villafranesense	MN17	-6,1	-5,89	48	25	24	0	0	0	3	0	0	0	0
MC-6	Villafranesense	MN17	-5,24	-5,78	41	59	0	0	0	0	0	0	0	0	0
MC-5	Villafranesense	MN17	-5,27	-5,56	30	15	55	0	0	0	0	0	0	0	0
MC-4	Villafranesense	MN17	-8,92	-6,11	81	19	0	0	0	0	0	0	0	0	0
MC-3	Villafranesense	MN17	-6,15	-5,8	65	6	9	0	0	20	0	0	0	0	0
MC-2	Villafranesense	MN17	-6,62	-5,95	65	12	23	0	0	0	0	0	0	0	0
MC-1	Villafranesense	MN17	-5,77	-6,41	95	5	0	0	0	0	0	0	0	0	0
SMC-141	Villafranesense	MN17	-6,03	-6,05	30	33	37	0	0	0	2	0	0	0	0
SMC-139	Villafranesense	MN17	-6,9	-5,56	65	5	31	0	0	0	4	0	0	0	0
SMC-137	Villafranesense	MN17	-5,71	-5,17	39	33	28	0	0	0	4	0	0	0	0
SMC-135	Villafranesense	MN17	-7,47	-6,12	41	17	42	0	0	0	0	0	0	0	0
SMC-133	Villafranesense	MN17	-5,06	-5,58	33	38	29	0	0	0	6	0	0	0	0
SMC-131	Villafranesense	MN17	-5,47	-5,87	34	14	34	0	0	0	0	0	0	0	0
SMC-129	Villafranesense	MN17	-9,6	-6,14	46	13	38	0	0	0	0	0	0	0	0
SMC-127	Villafranesense	MN17	-6,12	-6,24	39	9	49	0	0	0	2	0	0	0	0
SMC-125	Villafranesense	MN17	-6,89	-7,78	63	12	25	0	0	0	0	0	0	0	0
SMC-123	Villafranesense	MN16	-6,49	-5,66	24	17	52	0	0	0	0	0	0	0	0
SMC-121	Villafranesense	MN16	-3,66	-8,41	88	1	11	0	0	0	3	0	0	0	0
SMC-119	Villafranesense	MN16	-4,27	-5,35	33	19	45	3	0	0	2	0	0	0	0
SMC-117	Villafranesense	MN16	-5,21	-4,85	34	23	38	5	0	0	3	0	0	0	0
SMC-115	Villafranesense	MN16	-5,06	-5,36	35	17	48	0	0	0	2	0	0	0	0
SMC-113	Villafranesense	MN16	-9,39	-5,74	25	0	0	63	0	0	0	12	0	0	0
SMC-109	Villafranesense	MN16	-6,46	-3,85	5	1	0	94	0	0	0	0	0	0	0
SMC-105	Villafranesense	MN16	-5,99	-6,38	24	17	14	42	0	0	0	3	0	0	0
SMC-103	Villafranesense	MN16	-5,62	-5,33	3	15	71	6	0	0	3	2	0	0	0
SMC-101	Villafranesense	MN16	-5,57	-5,85	5	40	55	0	0	0	0	0	0	0	0
SMC-99	Villafranesense	MN16	-4,27	-6,31	66	2	11	22	0	0	4	0	0	0	0
SMC-97	Villafranesense	MN16	-7,61	-4,77	15	1	7	76	0	0	0	0	0	0	0
SMC-95	Villafranesense	MN16	-7,16	-6,48	5	6	18	71	0	0	0	0	0	0	0
SMC-93	Villafranesense	MN16	-7,78	-4,79	3	1	7	89	0	0	0	0	0	0	0
SMC-91	Villafranesense	MN16	-8,26	-5,98	0	0	0	100	0	0	0	0	0	0	0
SMC-89	Villafranesense	MN16	-6,99	-3,48	16	1	0	84	0	0	0	0	0	0	0
SMC-87	Villafranesense	MN16	-8,11	-3,48	23	2	0	75	0	0	0	0	0	0	0
SMC-86	Villafranesense	MN16	-6,92	-5,11	21	3	9	68	0	0	0	0	0	0	0
SMC-84	Villafranesense	MN16	-7,22	-5,93	30	17	23	30	0	0	2	0	0	0	0
SMC-82	Villafranesense	MN16	-5,73	-5,33	19	40	22	19	0	0	4	0	0	0	0
SMC-81	Villafranesense	MN16	-5,24	-5,33	22	49	19	11	0	0	6	0	0	0	0
SMC-79	Villafranesense	MN16	-4,07	-5,07	89	0	0	11	0	0	0	0	0	0	0
SMC-77	Villafranesense	MN16	-8,04	-7,62	33	0	0	67	0	0	0	0	0	0	0
SMC-73	Villafranesense	MN16	-7,75	-7,77	8	0	0	92	0	0	0	0	0	0	0

7. Clima

SMC-71	Villafranquiense	MN16	-7,86	-7,69	8	3	18	70	0	0	0	0	0	0	0
SMC-69	Villafranquiense	MN16	-9,38	-8,81	8	3	12	76	0	0	2	0	0	0	0
SMC-67	Villafranquiense	MN16	-9,10	-8,72	15	1	44	40	0	0	0	0	0	0	0
SMC-65	Villafranquiense	MN16	-7,90	-6,84	32	2	15	51	0	0	0	0	0	0	0
SMC-63	Villafranquiense	MN16	-6,23	-4,70	33	2	12	53	0	0	0	0	0	0	0
SMC-61	Villafranquiense	MN16	-8,34	-6,78	29	16	52	0	0	0	0	0	0	0	0
SMC-59	Villafranquiense	MN16	-5,75	-6,64	82	2	7	9	0	0	0	0	0	0	0
SMC-57	Villafranquiense	MN16	-8,62	-7,99	17	16	24	44	0	0	0	0	0	0	0
SMC-55	Villafranquiense	MN16	-9,25	-8,02	62	1	0	37	0	0	0	0	0	0	0
SMC-54	Villafranquiense	MN16	-8,22	-6,53	33	0	0	67	0	0	0	0	0	0	0
SMC-52	Villafranquiense	MN16	-6,29	-5,39	22	3	13	19	0	0	0	44	0	0	0
SMC-51	Villafranquiense	MN16	-6,91	-5,76	11	24	14	43	0	0	0	8	0	0	0
SMC-49	Villafranquiense	MN16	-9,29	-9,78	6	7	16	45	0	0	0	26	0	0	0
SMC-47	Villafranquiense	MN16	-8,47	-7,64	18	4	23	55	0	0	0	0	0	0	0
SMC-44	Villafranquiense	MN16	-8,36	-7,85	9	1	11	80	0	0	0	0	0	0	0
SMC-41	Villafranquiense	MN16	-7,78	-7,09	18	5	0	78	0	0	0	0	0	0	0
SMC-39	Villafranquiense	MN16	-7,74	-7,20	25	3	20	52	0	0	0	0	0	0	0
SMC-37	Villafranquiense	MN16	-8,53	-8,53	37	3	11	50	0	0	0	0	0	0	0
SMC-35	Villafranquiense	MN16	-8,46	-7,26	54	2	0	44	0	0	0	0	0	0	0
SMC-33	Villafranquiense	MN16	-8,34	-6,60	18	3	0	79	0	0	0	0	0	0	0
SMC-31	Villafranquiense	MN16	-8,45	-8,25	19	4	15	61	0	0	0	0	0	0	0
SMC-29	Villafranquiense	MN16	-9,45	-9,05	4	4	11	81	0	0	0	0	0	0	0
SMC-27	Villafranquiense	MN16	-7,97	-7,42	18	0	0	82	0	0	0	0	0	0	0
SMC-25	Villafranquiense	MN16	-8,19	-7,80	75	2	7	16	0	0	0	0	0	0	0
SMC-23	Villafranquiense	MN16	-7,66	-8,02	27	0	0	73	0	0	0	0	0	0	0
SMC-21	Villafranquiense	MN16	-9,20	-7,91	6	0	0	94	0	0	0	0	0	0	0
SMC-19	Villafranquiense	MN16	-5,45	-6,29	25	1	7	67	0	0	0	0	0	0	0
SMC-17	Villafranquiense	MN16	-6,23	-7,57	49	1	5	44	0	0	0	0	0	0	0
SMC-16	Villafranquiense	MN16	-6,66	-9,38	21	1	0	78	0	0	0	0	0	0	0
SMC-14	Rusciniense	MN15	-5,61	-5,18	75	2	7	16	0	0	0	0	0	0	0
SMC-13	Rusciniense	MN15	-7,52	-6,50	27	0	0	73	0	0	0	0	0	0	0
SMC-6	Rusciniense	MN15	-6,04	-6,38	6	0	0	94	0	0	0	0	0	0	0
SMC-5	Rusciniense	MN15	-5,76	-6,61	25	1	7	67	0	0	0	0	0	0	0
SMC-3	Rusciniense	MN15	-5,49	-6,51	49	1	5	44	0	0	0	0	0	0	0
SMC-1	Rusciniense	MN15	-7,37	-6,81	21	1	0	78	0	0	0	0	0	0	0

Tabla 7.3. Resultados de los análisis isotópicos de $\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^{13}\text{C}$ y mineralógicos con difracción de rayos X para las muestras del perfil Masada Cociero (SB-5). Aparecen sombreadas las muestras que se superponen en edad con aquéllas equivalentes del perfil Los Tollos. Leyenda como en tabla 6.1.

En relación con los datos isotópicos, sólo se han analizado 6 muestras ruscinienses en este perfil. Estas presentan poca variabilidad con respecto a la media, especialmente para el caso del $\delta^{18}\text{O}_{\text{C}_c}$, con una media de $-6,33\text{‰}$ y valores máximo y mínimo de $-6,81\text{‰}$ y $5,18\text{‰}$ respectivamente; en el caso del $\delta^{13}\text{C}_{\text{C}_c}$, la media es $-6,30\text{‰}$ con valores máximo y mínimo de $-7,52\text{‰}$ y $-5,49\text{‰}$. La covarianza no es muy alta ($r = 0,4$). Para el Villafranquiense la media de $\delta^{18}\text{O}_{\text{C}_c}$ es $-6,45\text{‰}$, con valores mínimo y máximo de $-9,78\text{‰}$ y $-3,48\text{‰}$. La media de $\delta^{13}\text{C}_{\text{C}_c}$ es $-7,03\text{‰}$, siendo los valores extremos $-9,60\text{‰}$ y $-3,46\text{‰}$. La covarianza entre los datos es muy alta, con un valor de $r = 0,46$ para las 75 muestras incluidas en este periodo.

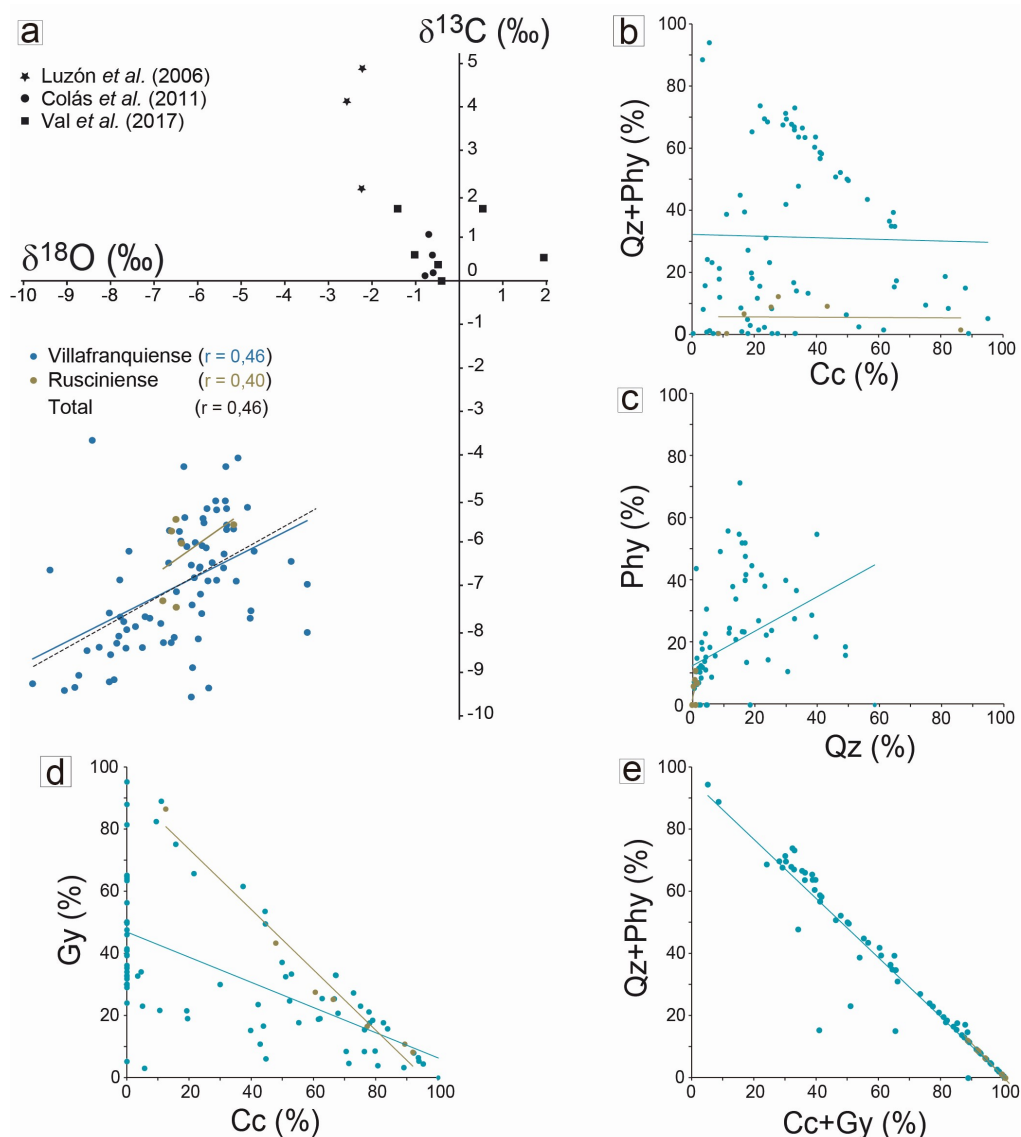


Fig. 7.9. Relaciones isotópicas y mineralógicas del perfil Masada Cociero (SB-5). **(a)** Covarianza de $\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^{13}\text{C}$ para el conjunto de la serie y para los distintos intervalos temporales considerados. **(b)** Relación $(\text{Qz} + \text{Phy})/\text{Cc}$. **(c)** Relación Phy/Qz . **(d)** Relación $(\text{Qz} + \text{Phy})/(\text{Cc} + \text{Gy})$. **(e)** Relación Gy/Cc . Leyenda como en Fig. 6.4 (Gy–Yeso).

7.2.4. Propuesta de curva isotópica integrada para el sector norte de la Cuenca de Teruel

El establecimiento de una curva isotópica integrada para el registro neógeno-cuaternario del sector norte de la Cuenca de Teruel parte principalmente de la correlación de los perfiles isotópicos individuales presentados, los cuales abarcan gran parte del intervalo temporal estudiado. Previamente, se ha procedido a transformar la escala vertical de cada uno de los perfiles individuales estudiados, hasta ahora exclusivamente basados en la situación de las muestras en los perfiles (y su potencia), a una escala de tiempo. En este proceso, se ha considerado tanto la correlación propuesta y los datos paleontológicos (yacimientos y asignaciones a zonas MN) y cronoestratigráficos (perfiles magnetoestratigráficos) disponibles para cada uno de dichos perfiles (ver apartado 2.2), como los datos estratigráficos (niveles guía), paleontológicos y cronoestratigráficos disponibles a lo largo del sector norte de la Cuenca de Teruel, los cuales han sido utilizados para la propuesta de modelo cronoestratigráfico general realizada (ver apartados 2.3 y 2.4). Para la asignación temporal de las muestras situadas en cada perfil, como se había hecho para la datación de los niveles guía (apartado 2.4) o la confección de los paneles cronoestratigráficos (apartado 3.3), se ha considerado como criterio distribuir las teniendo en cuenta una

tasa de acumulación constante. Para los datos correlacionados con un perfil magnetoestratigráfico e incluidos dentro de un mismo cron magnético el intervalo temporal entre muestras se ha calculado considerando la tasa de acumulación media calculada para dicho cron. La transformación a la escala de tiempo de cada perfil isotópico individual está representado en la figura 7.9a.

En el caso de las muestras pertenecientes a intervalos temporales en los que varios perfiles se solapan, se han tenido en consideración, además, los valores isotópicos y las tendencias evolutivas de $\delta^{18}\text{O}_c$ y $\delta^{13}\text{C}_c$ de cada perfil. Obviamente, conocemos las limitaciones de este procedimiento de correlación, pero un muestreo en distintos perfiles para momentos idénticos sería exigir una precisión inalcanzable; en nuestro caso, ajustar la semejanza de tendencias entre dos perfiles que se superponen temporalmente tiene su justificación en que la evolución isotópica esperable para lagos muy próximos, e incluso interconectados, sería muy similar. En concreto, en el perfil Rambla de la Covacha no existe un control cronoestratigráfico preciso de la parte superior, por encima del nivel guía 9. En el perfil Los Tollos, en cambio, el control temporal es excelente dada la existencia de varios yacimientos, niveles guía y un perfil magnetoestratigráfico, permitiendo un anclaje con la escala de tiempo absoluto muy aceptable (Fig. 7.10a). A partir de lo expuesto, la correlación de los datos isotópicos entre ambos perfiles presenta una pequeña incertidumbre, y para resolverla se ha tenido en consideración, además de la edad aproximada de las muestras (entre los niveles guía 9 y 10), que los tres últimos valores de $\delta^{18}\text{O}_c$ en el perfil Rambla de la Covacha son muy similares a los cuatro primeros datos del perfil Los Tollos, dibujando ambos en detalle la misma evolución (Fig. 7.10a). En este caso, para construir el perfil isotópico integrado para la cuenca (para el $\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^{13}\text{C}$) se descartaron los tres últimos valores isotópicos del perfil Rambla de la Covacha y se enlazó dicho perfil isotópico con el perfil Los Tollos (Fig. 7.10b).

A pesar de la notable separación física, la correlación entre los perfiles Los Tollos y Masada Cociero presenta una mayor fiabilidad que está sustentada en el mejor anclaje cronológico de ambos perfiles, basada tanto en datos paleontológicos como magnetoestratigráficos (Figs. 7.5 y 7.7). De esta forma, la parte superior de la serie isotópica Los Tollos, en concreto los 12 últimos datos, se superpone temporalmente con los primeros 14 datos de la serie de Masada Cociero (Fig. 7.10a). Comparando ambos conjuntos, aunque para el $\delta^{18}\text{O}_c$ se observa una tendencia prácticamente idéntica entre las muestras que se considera "se solapan" en ambos perfiles, los valores numéricos difieren ligeramente, siendo menores (1,5 ‰ de media) los de las muestras de Masada Cociero. Si se considera la correlación propuesta, la evolución y los valores en el caso del $\delta^{13}\text{C}_c$ son bastante similares en ambos perfiles, o ligeramente superiores en Masada Cociero. La configuración particular de la zona en la que se ha levantado el perfil Masada Cociero, muy próximo a la Falla de Conclud, y los datos isotópicos, sugieren, como veremos, un aporte de agua subterránea (más ligera) hacia el sistema palustre-lacustre localizado en esa zona, que daría lugar a valores isotópicos ligeramente inferiores en los carbonatos precipitados. En este caso, para construir el perfil isotópico integrado para la cuenca (para el $\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^{13}\text{C}$) se descartaron los ocho últimos valores isotópicos del perfil Los Tollos y los seis primeros datos del perfil Masada Cociero, enlazándose así ambos perfiles isotópicos (Fig. 7.10b).

Con todo, los perfiles isotópicos para el $\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^{13}\text{C}$ así compuestos se muestran en la figura 7.9b. Dichos perfiles integran, para cada curva, 161 valores isotópicos y comprenden para gran parte del registro neógeno-cuaternario del sector norte de la Cuenca de Teruel (entre 9,8 y 1,8 Ma). A partir de los datos disponibles, consideramos que estas curvas isotópicas son representativas de la evolución general para el sector norte de la cuenca de Teruel y reflejan los cambios de tendencia de la composición isotópica de los carbonatos lacustres a diferentes escalas. Para realzar las tendencias generales, en los perfiles isotópicos

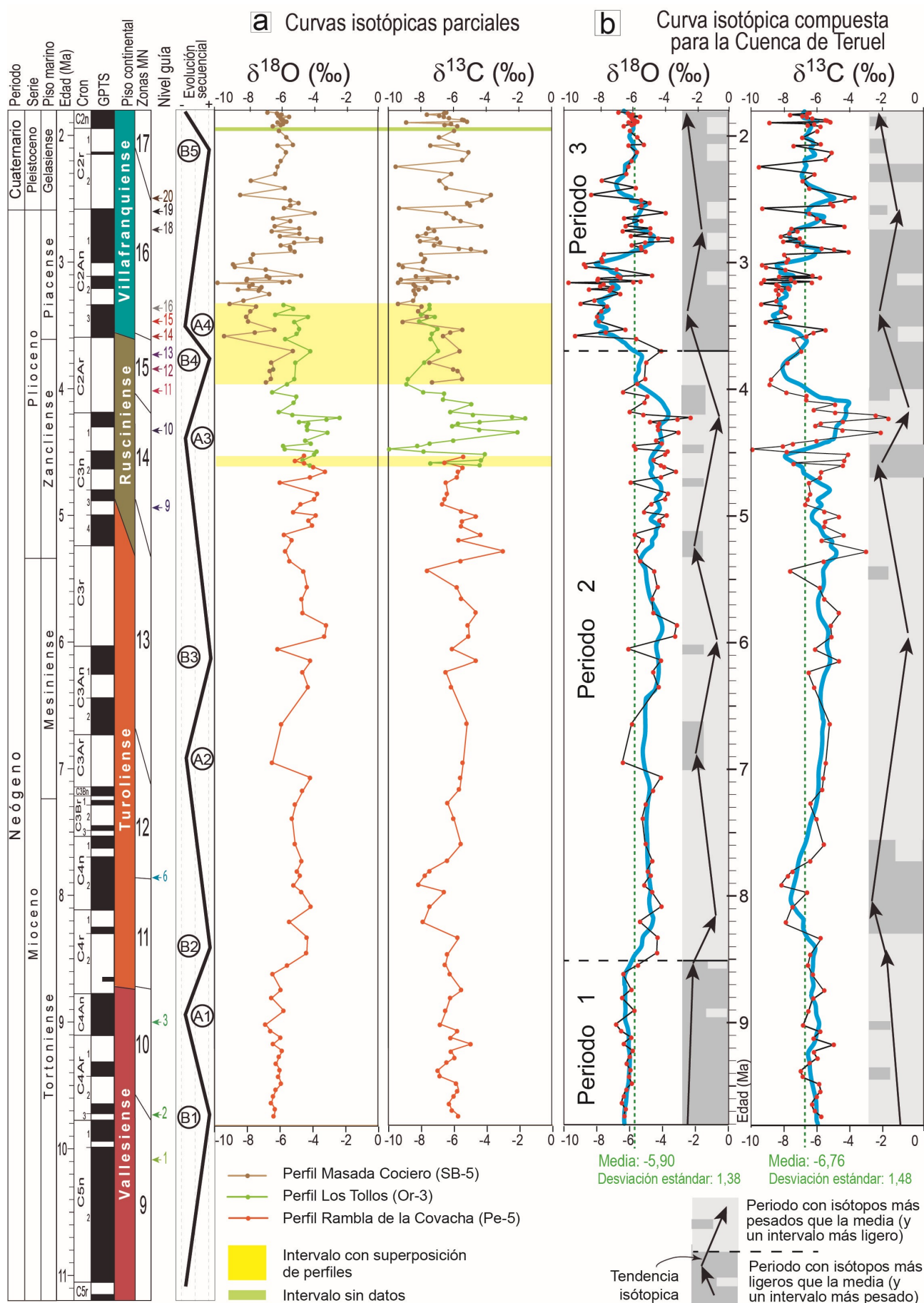


Fig. 7.10. Las curvas isotópicas ($\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^{13}\text{C}$) para el sector norte de la Cuenca de Teruel. **(a)** Curvas isotópicas de $\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^{13}\text{C}$ de los distintos perfiles individuales con la escala vertical en función de la edad y su correlación. **(b)** Propuesta de la curva regional para la Cuenca de Teruel y las tendencias principales reconocidas en la evolución. Las

se ha calculado la medida rodante de los valores isotópicos, con una ventana rodante de 5 datos, y la curva así determinada se ha representado con trazado grueso en dicha figura. Con el mismo objetivo y también para facilitar la descripción de los resultados, se han calculado los valores medios isotópicos para todo el perfil (línea verde discontinua; Fig. 7.10b).

El $\delta^{18}\text{O}$ muestra para todo el periodo estudiado un valor medio de $-5,90\text{‰}$ (desviación estándar: 1,38). La curva isotópica muestra, sin embargo, algunas claras diferencias a lo largo de la misma, fácilmente observables si comparamos la distribución de la media rodante del $\delta^{18}\text{O}$ en relación con la media de los valores. De este modo, podemos diferenciar tres tramos principales (Fig. 7.10b). El primer tramo comprende los datos isotópicos del Vallesiense y los dos primeros datos turolenses (desde 9,8 hasta 8,6-8,5 Ma) y los valores isotópicos, tanto la media rodante como los valores isotópicos puntuales, son menores (más ligeros) que la media. El segundo tramo abarca prácticamente todo el Turolense y el Rusciniense (desde 8,6-8,5 hasta 3,7-3,6 Ma) y, en este caso, los valores isotópicos promediados (media rodante) son siempre mayores (más pesados) que la media, pero existen valores puntuales (intervalos), especialmente durante el Rusciniense, en donde se alcanzan valores menores (más ligeros) que la media. El tercer tramo abarca el resto del perfil (Villafranquiense; desde 3,7-3,6 hasta 1,8 Ma) y es un tramo complejo en el que mayoritariamente los valores promediados (media rodante) vuelven a ser más ligeros que el valor medio, pero en el que existe un intervalo (entre 2,9 y 2,5 Ma) con valores promediados más pesados que la media, además de otros intervalos menores en los que son los valores isotópicos puntuales los que son más pesados que la media. Además de la distribución de los datos respecto del valor medio, también resulta de interés el análisis de las tendencias en la evolución de los datos isotópicos (puntuales y promediados). Esta tendencia principal se ha indicado en la figura (Fig. 7.10b) como una sucesión de flechas que muestran variaciones que ocurren entre tramos y dentro de los tramos previamente descritos.

Del mismo modo, el $\delta^{13}\text{C}$ muestra para todo el periodo estudiado un valor medio de $-6,76\text{‰}$ (desviación estándar: 1,48). Al igual que para el $\delta^{18}\text{O}$, la curva isotópica del $\delta^{13}\text{C}$ también muestra tramos en donde los valores promediados (la media rodante) está constantemente a la derecha (valores más pesados) o izquierda (más ligeros) que la media (Fig. 7.10b). A excepción de lo que ocurre en la parte inferior de la curva (hasta los 7,5 Ma), donde muestran una relación contraria respecto al valor medio, el resto de tramos se asemejan bastante a los descritos para la curva del oxígeno. Además, los intervalos de datos puntuales (incursiones), con tendencia contraria a la del tramo en el que se ubican (es decir, intervalos más ligeros en tramos más pesados que la media y viceversa), muestran asimismo una cierta semejanza (Fig. 7.10b). En algunos casos, estas incursiones parecen estar realizadas, ya que también la media rodante muestra la misma distribución, como por ejemplo en dos intervalos dentro del Rusciniense (Fig. 7.10b). También las tendencias principales (hacia valores más ligeros o pesados) reconocidas para el $\delta^{13}\text{C}$ se asemejan mucho a las descritas para el $\delta^{18}\text{O}$, salvo para su parte inferior.

Si bien en principio no es posible realizar cuantificaciones climáticas absolutas (temperatura, tasa de precipitación...) a partir de estas curvas, los valores isotópicos sí reflejan y, a veces, precisan por la densidad de datos existente, como veremos a continuación, la evolución climática general interpretada a partir de otros datos por autores previos para el periodo estudiado.

7.3. INTERPRETACIÓN Y COMPARACIÓN CON OTROS DATOS PALEOCLIMÁTICOS

En la figura 7.10 se muestran las curvas isotópicas ($\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^{13}\text{C}$) construidas en la Cuenca de Teruel junto con las interpretaciones paleoclimatológicas previas realizadas para el intervalo estudiado en la región de estudio y también a escala global. Para posibilitar dicha comparación y cuando ha sido necesario, las curvas previas han sido transformadas para adaptarlas a la escala cronoestratigráfica global (GPTS) de Ogg *et al.* (2012) utilizada en este trabajo. Asimismo, para facilitar la visualización y realizar la interpretación paleoclimática de nuestras curvas isotópicas, los tramos e intervalos (incursiones) descritos para el $\delta^{18}\text{O}$ en el apartado anterior han sido incorporados con un fondo gris o blanco, según corresponda, en dicha figura.

De manera general, se admite que desde el Mioceno medio (~12-11 Ma) hasta la actualidad tiene lugar a escala global un enfriamiento generalizado registrado en las aguas oceánicas (Fig. 7.11c) que en el continente europeo (Fig. 7.11d) representa una bajada de temperatura de entre 5 y 6 °C (Lear *et al.*, 2000; Utescher *et al.*, 2000; Zachos *et al.*, 2001; Mosbrugger *et al.*, 2005; van Dam y Reichart, 2009). Esta tendencia general hacia el enfriamiento se ha atribuido a la superposición de los efectos producidos por distintas causas entre las que destacan (Fig. 7.11c): el levantamiento de la Cordillera del Himalaya, que modifica la circulación atmosférica a escala global; un cambio en los vientos monzones africanos; el cierre del Istmo de Panamá y la adquisición de la configuración actual de la corriente del Golfo; o el crecimiento de las masas de hielo en la Antártida (e.g. Ehleringer y Monson, 1993; Haug *et al.*, 2001; Griffin, 2002; Wang *et al.*, 2006). A pesar de ello, dentro de esa tendencia general existen también cambios a menor escala, en ocasiones más difíciles de reconocer, estando este hecho controlado por la sensibilidad ante los cambios del *proxy* climático escogido, la densidad de muestras disponible y el intervalo de tiempo que existe entre ellas (e.g. Hsü *et al.*, 1973; Pagani *et al.*, 1999; Suc *et al.*, 1999; van Dam y Reichart, 2009).

Acercándonos a la zona de estudio, ya se ha comentado que para el periodo Neógeno y la zona oriental peninsular, se han realizado diversas aproximaciones paleoclimáticas, muchas de ellas considerando datos procedentes de la Cuenca de Teruel. Desde esta perspectiva, se ha utilizado la variación de especies polínicas preservadas en el fondo del mar Mediterráneo, pero próximas a la costa española, para estimar la temperatura y precipitación, y sus variaciones, en Iberia (Frauquette *et al.*, 1998, 1999) (Fig. 7.11e); cambios en las asociaciones de micromamíferos en la Cuenca de Teruel para estimar la aridez/temperatura (van Dam y Weltje, 1999) o la precipitación en la región (van Dam, 2006) (Fig. 7.11f), o variaciones de la composición isotópica, $\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^{13}\text{C}$, del esmalte de la dentición de *hipparion*, que se relacionan con cambios en el tipo de vegetación dominante (con patrón C3 o C4), para interpretar las variaciones de temperatura o aridez, respectivamente (Domingo *et al.*, 2009; 2013; van Dam y Reichart, 2009) (Fig. 7.11g).

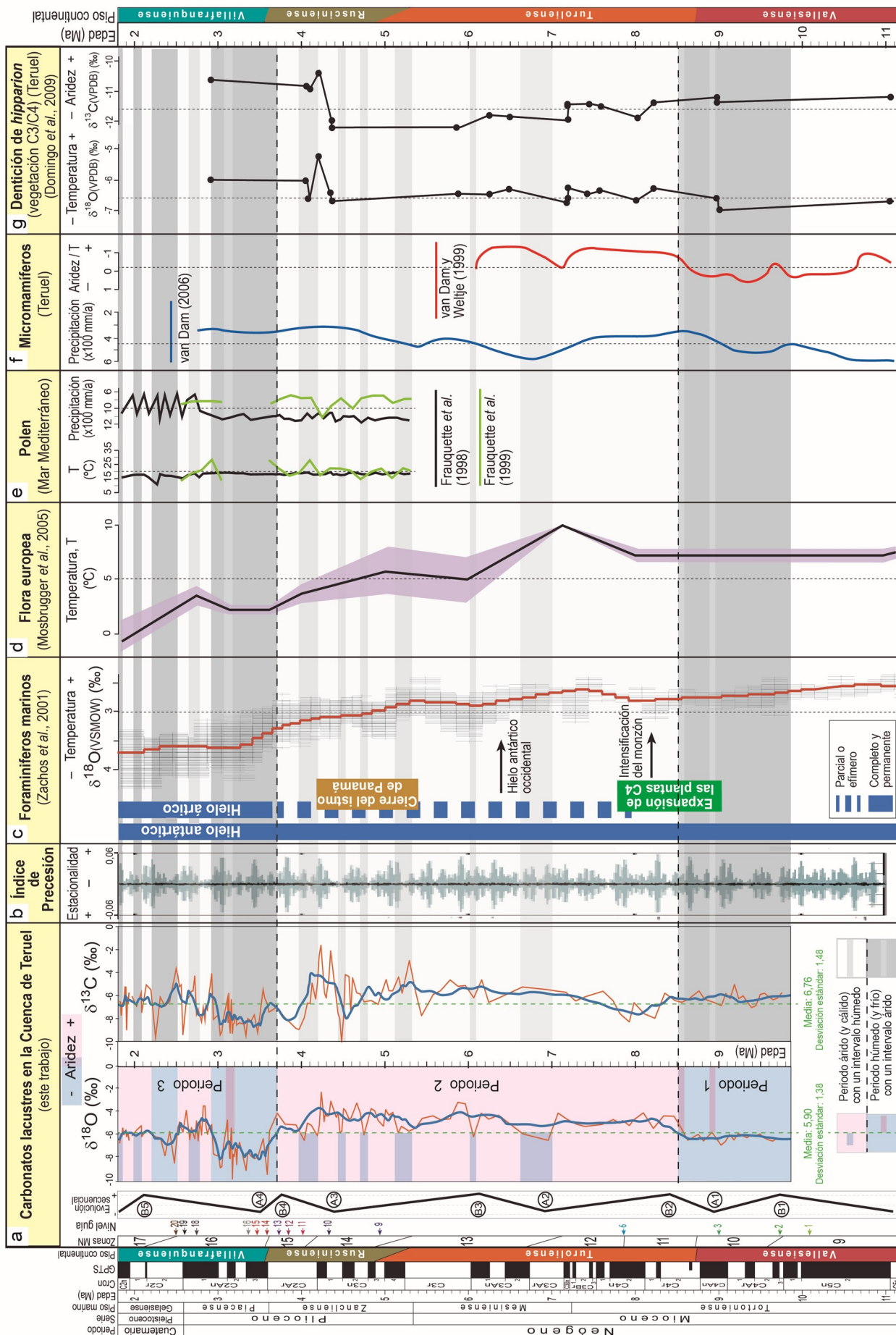
Dada la importancia de los valores de $\delta^{18}\text{O}_{\text{C}_c}$, y la mayor complejidad del sistema que incluye al carbono, como anteriormente hemos indicado, las interpretaciones paleoclimáticas realizadas en este trabajo se han basado fundamentalmente, si no exclusivamente, en analizar y descifrar las variaciones en los valores de oxígeno. De este modo, si se compara la curva isotópica ($\delta^{18}\text{O}$) construida a partir de los carbonatos lacustres con las curvas paleoclimáticas construidas mediante otras aproximaciones, se observan muchas similitudes entre ellas (Fig. 7.11). Así, la señal isotópica de la Cuenca de Teruel, además de una clara similitud con la curva de temperatura propuesta por Zachos *et al.* (2001) y de la propuesta

para Europa por Mosbrugger *et al.* (2005), muestra una importante semejanza con las aproximaciones previas para la parte oriental de la Península Ibérica, especialmente con aquellas basadas en cambios en las asociaciones de micromamíferos (Van Dam, 2006). En detalle, se observa que periodos o valores bajos de $\delta^{18}\text{O}$ en nuestra curva, se corresponden con periodos relativamente más fríos a escala global y, viceversa, valores altos de $\delta^{18}\text{O}_{\text{c}}$ se corresponden con periodos de mayor temperatura. Además, si se considera los cambios de precipitación (datos fundamentalmente del este peninsular) se deduce que los periodos con menor temperatura, al menos durante Mioceno y Plioceno, son más húmedos, siendo menor la precipitación con periodos de mayor temperatura (Fig. 7.10).

Esta clara correlación entre la curva isotópica del $\delta^{18}\text{O}$ y las curvas de temperatura y precipitación/aridez refuerza, por un lado, el control climático de los valores isotópicos en las muestras de carbonatos lacustres analizadas y, por lo tanto, fundamenta la utilidad de los cambios isotópicos reconocidos como *proxy* paleoclimático en esta cuenca. Cuando los carbonatos lacustres precipitan en equilibrio, su composición isotópica ($\delta^{18}\text{O}$) depende de la del agua a partir de la que precipitan ($\delta^{18}\text{O}_{\text{w}}$), que cambia en función de cambios en la fuente de agua y, muy especialmente, de cambios en la temperatura y tasa pluviométrica (Andrews *et al.*, 2000) (Fig. 7.1). Así, la temperatura del aire controla el $\delta^{18}\text{O}$ del agua de precipitación ($\delta^{18}\text{O}_{\text{p}}$), que es más ligera en periodos fríos, influyendo por tanto en la composición isotópica del agua de los lagos (Craig, 1961; 1965; Andrews *et al.*, 1994; 2000; Andrews, 2006; Marshall *et al.*, 2002; Garnett *et al.*, 2004; 2006; Candy *et al.*, 2016; Luzón *et al.*, 2017). De la misma manera, la dilución de las salmueras lacustres en momentos más húmedos, por una mayor llegada de aguas meteóricas o de acuíferos (más ligeras), daría lugar a la precipitación de carbonatos con menor $\delta^{18}\text{O}$ (Talbot, 1990; Andrews *et al.*, 2000; Lengh y Marshall, 2004).

Por otro lado, la fuerte correlación descrita entre valores isotópicos bajos del $\delta^{18}\text{O}$ con momentos de mayor precipitación (menor aridez) y menor temperatura y viceversa, valores altos con momentos más áridos y de mayor temperatura permite ahora hacer una interpretación paleoclimática de los tres grandes tramos diferenciados en la serie isotópica en el apartado anterior. Recordemos que dichos tramos habían sido distinguidos a partir de la posición de la media rodante (valores promediados) del $\delta^{18}\text{O}$ a la izquierda (valores más ligeros) o derecha (más pesados) con respecto al valor medio del $\delta^{18}\text{O}$ para todo el periodo investigado (ver Fig. 7.10b). De este modo, la evolución paleoclimática interpretada a partir del registro de la Cuenca de Teruel supone la sucesión de tres grandes etapas o periodos (Fig. 7.11a). El primer periodo abarca el registro Vallesiense estudiado y la parte más basal del Tuoliense (9,8 a 8,6-8,5 Ma) y está caracterizado por unas condiciones paleoclimáticas relativamente húmedas y frías. El segundo periodo es largo y comprende casi todo el Tuoliense y el Rusciense (8,6-8,5 a 3,7-3,6 Ma) y las condiciones

Fig. 7.11. Correlación de las curvas isotópicas de $\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^{13}\text{C}$ de la Cuenca de Teruel con las propuestas de variaciones climáticas de autores previos para el intervalo temporal estudiado tomando como referencia la escala de tiempo global de Ogg *et al.* (2012). **(a)** Curvas isotópicas de la Cuenca de Teruel propuestas en este trabajo y su interpretación en relación con etapas de mayor o menor aridez. Se indica asimismo la edad de las zonas MN de mamíferos, los niveles guía (estratigráficos y fotogeológicos) y la evolución megasecuencial (y límites megasecuenciales) distinguidas en este trabajo. **(b)** Solución para el índice de precesión de la Tierra y periodos (barras amarillas) de baja excentricidad (Laskar *et al.*, 2004). **(c)** Curva isotópica del $\delta^{18}\text{O}$ obtenida a partir de foraminíferos bentónicos marinos profundos y su interpretación en relación con la temperatura de las aguas oceánicas, así como la posición temporal de algunos factores (desarrollo de hielo antártico o ártico, intensificación del monzón, expansión de las plantas C4 o el cierre del istmo de Panamá) que controlaron la circulación y temperaturas oceánicas (Zachos *et al.*, 2001). **(d)** Curva de temperatura para Europa inferida a partir de la evolución de la flora en dicha región (Mosbrugger *et al.*, 2005). La franja coloreada indica la dispersión de los datos en torno al valor central. **(e)** Curvas de temperatura y precipitación inferidas a partir de las evoluciones polínicas registradas en dos sondeos en el mar Mediterráneo frente a la costa española (Frauquette *et al.*, 1998 y 1999). **(f)** Curva de temperatura/aridez interpretada a partir de las asociaciones de micromamíferos en la Cuenca de Teruel (van Dam y Weltje, 1999 y van Dam, 2006). **(g)** Curvas isotópicas del $\delta^{18}\text{O}$ (temperatura) y $\delta^{13}\text{C}$ (aridez) reconstruidas a partir de la dentición de *hipparion* en yacimientos de la Cuenca de Teruel (Domingo *et al.*, 2009).



paleoclimáticas en la región son más áridas y cálidas, pero en el que existen intervalos húmedos y fríos, sobre todo durante el Rusciniense y a mediados del Turolense. El tercer periodo abarca el registro Villafranchense estudiado (3,7-3,6 a 1,8 Ma) y está caracterizado por unas condiciones más alternantes que generalmente son húmedas y frías pero con presencia de intervalos temporales, a veces bastante largos (2,9–2.5 Ma), con condiciones cálidas y áridas. Esta estrecha relación existente entre los periodos paleoclimáticos y los pisos continentales va a ser utilizada, a continuación, para presentar más en detalle nuestros resultados y comparar y discutir las interpretaciones realizadas en el contexto de los resultados paleoclimáticos previos.

Mioceno

El Mioceno es considerado como un periodo de gran interés en el estudio del clima. Durante el Mioceno, especialmente desde el tránsito Mioceno medio-superior, tienen lugar algunos cambios a escala global que configuran la Tierra prácticamente tal y como se conoce en la actualidad (Ehleringer y Monson, 1993; Haug *et al.*, 2001; Griffin, 2002; Wang *et al.*, 2006; Potter y Szatmari, 2009). Entre ellos destacamos el levantamiento de las cadenas montañosas más recientes, cambios en la circulación oceánica, estableciéndose las corrientes oceánicas actuales, un descenso de los niveles de CO₂ atmosférico, un paso hacia condiciones más frías, con aridificación en el interior de los continentes, o un incremento en la estacionalidad. La combinación de todo ello hace al periodo Mioceno muy interesante en estudios paleoclimáticos.

Vallesiense

En la mitad inferior del Tortonense tiene lugar un descenso de la temperatura oceánica a nivel global (Zachos *et al.*, 2001; Westerhold *et al.*, 2005) unido a un descenso en los niveles de pCO₂ atmosférico (Pearson y Palmer, 2000). Este enfriamiento, que continua durante todo el Vallesiense, también ha sido registrado en el plancton del Mediterráneo (Turco *et al.*, 2001), con evidencias de un descenso a menores latitudes de zonas heladas (Thiede *et al.*, 1998), o cambios en la flora de Islandia (Mudie y Helsgson, 1983) y en el polen europeo (Suc *et al.*, 1999). Datos de autores previos sugieren para Europa oriental condiciones de alta precipitación, que se registran igualmente en España, especialmente en torno a 10 Ma (Böhme *et al.*, 2008; 2011).

Durante el Vallesiense, en la zona de estudio existió un sistema lacustre, si bien su expansión fue limitada, alcanzado su máxima expansión durante un breve lapso de tiempo en torno a 8.9 Ma (Fig. 7.12). En la parte del periodo Vallesiense cubierto con datos isotópicos (aproximadamente entre 10 y 9 Ma), las asociaciones de fauna de micromamíferos (Fig. 7.11f) y datos del esmalte de *hipparion* (Fig. 7.11g) sugieren para el este peninsular bajas temperaturas y una elevada precipitación media anual (Van Dam, 2006; Domingo *et al.*, 2009) que disminuye, más o menos rápido, hacia la mitad superior del Vallesiense (MN10). Los valores de $\delta^{18}\text{O}$ obtenidos para los carbonatos lacustres en la zona de estudio son relativamente ligeros y bastante constantes en la vertical (Fig. 7.11a), coherente con una baja temperatura y elevada precipitación, que darían lugar a valores isotópicos relativamente ligeros en las aguas tanto por la llegada de precipitación y recarga de acuíferos con agua más empobrecida en ¹⁸O, como debido a una baja tasa de evaporación en los lagos.

Entre 9 y 8 Ma (parte alta del Tortonense e inicio del Turolense) tiene lugar un incremento en la temperatura a escala global (Zachos *et al.*, 2001). Se produce una contracción de la ETWZ (Zona Europea Húmeda y Templada) frente a la expansión de la SHPZ (Zona Subtropical de Altas Presiones) y un consecuente cambio a mayor aridez. En el sur de Europa y oeste de Eurasia se origina un clima más seco

(Barrón *et al.*, 2010; Böhme *et al.*, 2011), con un aumento de la temperatura del mes más frío del año (Mosbrugger *et al.*, 2005). En la Península Ibérica se registra en torno a 8,5 Ma la desaparición de muchos taxones paleotropicales y plantas acuáticas de los ecosistemas (Postigo Mijarra *et al.*, 2009). Los datos de paleoprecipitación obtenidos para el este de la Península a partir de micromamíferos (van Dam y Weltje, 1999; van Dam, 2006; van Dam y Reichart, 2009) reflejan el descenso en la precipitación y un aumento de la temperatura, lo mismo que los datos isotópicos en la dentición de grandes herbívoros que, se interpreta, beben aguas más pesadas que al final del Vallesiense (Domingo *et al.*, 2009, 2013). Los valores isotópicos de los carbonatos lacustres aquí analizados muestran un claro y rápido incremento de valores para el $\delta^{18}\text{O}$ (Fig. 7.11a) hacia el tránsito Vallesiense-Turolense, especialmente entre 8,6 y 8,5 Ma (base de la biozona MN11), que estaría relacionado con estos cambios.

En relación con el límite megasecuencial B1 (~9,8 Ma), no se observa ninguna variación en la curva isotópica que pueda reflejar un origen climático. Si bien es cierto, que en las aproximaciones de van Dam y Weltje (1999) y van Dam (2006) existe un leve incremento de la aridez, éste se encuentra ligeramente desplazado hacia edades más antiguas respecto al máximo granulométrico y no se correlacionan perfectamente entre ambos (Fig. 7.11f). Estos autores señalan que esa oscilación podría tratarse de un artificio debido al menor número de datos para ese intervalo, que obliga a plantear correlaciones entre el Mediterráneo oriental y occidental.

Turolense

Durante el Turolense la señal isotópica de $\delta^{18}\text{O}_c$ se mantiene en valores pesados, e incluso aumenta hasta 4 Ma (Rusciniense superior), pero dentro de esta tendencia general se reconocen oscilaciones menores. En la curva isotópica original (no suavizada) son particularmente llamativos un máximo en torno a 5,9 Ma y tres mínimos (en torno a 6,9, 6,1 y 5,2 Ma, respectivamente), existiendo una estrecha correspondencia de los mismos con los cambios climáticos propuestos en el este de Iberia a partir de las asociaciones de fauna de micromamíferos (van Dam, 2006) y el esmalte dental de *hipparion* (Domingo *et al.*, 2009) (Fig. 7.11a,f,g).

En la curva de paleotemperatura de las aguas oceánicas propuesta por Zachos *et al.* (2001) se muestra una tendencia hacia el enfriamiento entre 8 y 6,5 Ma (bien entrado el Messiniense), tendencia también reconocido en los carbonatos lacustres de la Cuenca de Teruel. En este sentido, Hodell *et al.* (1994) o Thiede *et al.* (1998), entre otros, interpretan un incremento del hielo en el Ártico entre ~7,2 y 6,8 Ma, de manera que los casquetes alcanzan latitudes más bajas, y Turco (2001) propone un enfriamiento de las aguas a partir del estudio de foraminíferos. En el norte de África se registra un cambio hacia mayor humedad en el tránsito Tortoniense-Mesiniense, relacionado con el levantamiento del Tíbet y la instauración del monzón africano (Griffin, 2002). Asimismo, a partir de análisis isotópicos de foraminíferos, se detecta un descenso de temperatura en las aguas del Mediterráneo en el tránsito Tortoniense-Mesiniense (Hodell *et al.*, 1994; Kouwenhoven *et al.*, 1999).

En el este de Iberia, en el intervalo comprendido entre 8 a 7 Ma se produce un incremento de la vegetación arbórea, que van Dam (2006) atribuye a un incremento de humedad, confirmado por un cambio a mayor abundancia de especies de roedores en estos ecosistemas, y también registrado en la dentición hypsodonta de *hipparion* (Fortelius *et al.*, 2006). Simultáneamente, en la Cuenca de Teruel se produce una expansión lacustre (Figs. 3.36 a 3.41) relacionada con un incremento en el aporte de agua frente al de sedimentos en relación con la mayor disponibilidad hídrica (Ezquerro, 2012; Ezquerro *et al.*, 2014). Los

valores de $\delta^{18}\text{O}_c$ en nuestra curva isotópica evolucionan hacia valores ligeros, llegando a un mínimo en los ~6,9 Ma (tránsito entre las biozonas MN12 y MN13), que concuerda con las condiciones más húmedas y frías interpretadas a partir de otros estudios (Fig. 7.11a,f,g).

Con posterioridad, se produce un incremento en la temperatura a nivel global (Zachos *et al.*, 2001; Mosbrugger *et al.*, 2005); en el este de Iberia se traduce en migraciones de micromamíferos interpretadas como provocadas por el tránsito a plantas adaptadas a hábitats más abiertos y secos, en relación con condiciones más áridas (van Dam y Weltje, 1999; van Dam, 2006; Domingo *et al.*, 2013). La señal isotópica de los carbonatos lacustres de la Cuenca de Teruel se incrementa hasta ~5,9 Ma (zona MN13, parte alta del Messiniense), representando el cambio a mayor temperatura y aridez descrito, con menor aporte hídrico y mayor residencia del agua en los lagos; durante este periodo el sistema lacustre analizado experimenta una retracción (Figs. 3.36 a 3.41). Cabe señalar la existencia de una excursión hacia valores isotópicos más ligeros en torno a 6,1 Ma.

Los límites megasecuenciales B2 (~8,3 Ma) y B3 (~6,1 Ma) muestran una muy buena correspondencia con los momentos áridos (Fig. 7.11a) por lo que la progradación aluvial podría deberse a una mayor disponibilidad de material en cuencas de captación menos vegetadas. La progradación correlativa del límite B2 pese representar un salto relativamente brusco en los valores isotópicos no es tan marcada en la respuesta sedimentaria (Figs. 3.36 a 3.40). En relación con el límite B3 los sistemas aluviales si que llegan a alcanzar las partes centrales de la cuenca, asfixiando por completo al sistema lacustre en muchas zonas (Figs. 3.36 a 3.40). El límite megasecuencial A2, de máxima expansión lacustre, también se correlaciona con un intervalo más húmedo que podría ser responsable de esa mayor disponibilidad hídrica en la cuenca.

Plioceno

Durante el Plioceno, la Tierra experimentó una transición general desde un clima relativamente cálido al clima frío dominante en el Pleistoceno (Dowsett y Poore, 1991; Zachos *et al.*, 2001; Raymo *et al.*, 2006; Athanasiou *et al.*, 2015). Climáticamente se puede dividir en tres etapas: una cálida, un episodio posterior corto en torno a 3 Ma conocido como el intervalo cálido del Plioceno, y una fase de deterioración climática en el Plioceno superior con una importante variabilidad climática asociada con el desarrollo de ciclos glaciares-interglaciares. Registros climáticos de alta resolución sugieren incluso mayores subdivisiones basadas en cambios en la precipitación y temperatura que ocurrieron a escalas de varios miles de años (Haywood *et al.*, 2009). En el este peninsular, el clima subtropical general reinante en la base del Plioceno se hace más seco hacia la parte superior, caracterizado por un ligero descenso en la temperatura relacionado con la instalación del clima mediterráneo (Postigo-Mijarra *et al.*, 2009).

Rusciniense

De la curva propuesta por Zachos *et al.* (2001) se deduce para el tránsito Messiniense-Zancliense (Turolense-Rusciniense o límite de biozonas MN13-MN14) un nuevo periodo frío, con incremento de hielo en el Ártico (Jansen *et al.*, 1991), registrado igualmente por Mosbrugger *et al.* (2005) en su estudio de las temperaturas en Europa (Fig. 7.11c y d). Las faunas de micromamíferos en el este de la Península (van Dam, 2006) sugieren un incremento en la precipitación (Fig. 7.11f) que en la curva isotópica que proponemos para la Cuenca de Teruel, se traduce en un paso hacia valores de oxígeno más ligeros desde 5,9 a 5,1 Ma, que finaliza con un intervalo (5,4–5,1 Ma) húmedo y frío en el tránsito Turolense-Rusciniense.

En torno a 5 Ma el clima se hace más cálido (Mosbrugger *et al.*, 2005; Postigo Mijarra *et al.*, 2009; Barrón *et al.*, 2010) y en el este peninsular se produce un descenso generalizado en las precipitaciones, especialmente en la estación invernal, alcanzando un mínimo en ~4 Ma (van Dam, 2006; Domingo *et al.*, 2009). Diversos autores proponen un cambio generalizado en la vegetación, que pasa de predominantemente arborea (C3) a arbustiva/herbácea (C4), relacionado con una expansión de este tipo de vegetación desde África que es máxima en torno a 4,2 Ma (Quade *et al.*, 1994; Cerling *et al.*, 1997; Fox y Koch, 2004). En nuestra curva isotópica de $\delta^{18}\text{O}_{\text{cc}}$ se reconoce en relación con estos cambios, una tendencia, aunque con marcada variabilidad, al enriquecimiento en los isótopos pesados hasta 4,2 Ma (MN14), momento en el que se registra el valor más pesado de la curva (Fig. 7.11a). La variabilidad que presentan los datos isotópicos se manifiesta igualmente en el polen Mediterráneo (Fig. 7.11e), y es interpretada como transiciones entre predominio de vegetación arborea o de matorral producidas por cambios en el gradiente de temperatura y humedad entre el sur y el norte de Europa debido al incremento en la estacionalidad (Frauquette *et al.*, 1999). Estas oscilaciones en la vegetación son también reconocidas por Mai (1995). En la zona de estudio se produce una expansión lacustre durante este tiempo, aproximadamente en 4,4 Ma.

Un nuevo enfriamiento se produce en el tránsito Rusciniense–Villafranquiense, en torno a 3,5 Ma (Zachos *et al.*, 2001; Lisiecki y Raymo, 2005; Postigo-Mijarra *et al.*, 2009; Barrón *et al.*, 2010), que se reconoce en las asociaciones polínicas del Mediterráneo (Frauquette *et al.*, 1998); van Dam (2006) sugiere un ligero incremento en las precipitaciones para el este peninsular. Desde el punto de vista paleogeográfico, en el sector norte de la Cuenca de Teruel este momento se corresponde con la mayor expansión lacustre reconocida para el periodo de tiempo estudiado (Figs. 3.36 a 3.43) y la curva isotópica de los carbonatos muestra un marcado cambio en la tendencia hacia valores más ligeros que indican el inicio de un nuevo periodo frío y húmedo (Fig. 7.11a).

En relación con el máximo momento de aridez que ocurre hacia la mitad del Rusciniense (~4,2 Ma), en la transversal de Celadas (Fig. 3.39) se reconoce localmente un salto progradante relativamente brusco no reconocido en otras partes de la cuenca. La progradación correlativa del límite B4 (~3,8 Ma) se corresponde con la evolución hacia el periodo húmedo que se inicia a techo del Rusciniense, en relación con el cual, los sistemas aluviales llegaron a alcanzar las partes centrales de la cuenca, asfixiando por completo al sistema lacustre en muchas zonas (Figs. 3.36 a 3.41). El evento frío y húmedo reconocido en torno a los 3,5 Ma corresponde con la mayor expansión lacustre reconocida en toda la cuenca en el lapso temporal estudiado (Figs. 3.36 a 3.41).

Villafranquiense

Para el Piaceciense (parte inferior del Villafranquiense), Zachos *et al.* (2001) interpretan un incremento de las temperaturas a escala global y Mosbrugger *et al.* (2005) detectan que en torno a 2,8 Ma se produce en Europa un incremento de la temperatura en el mes más frío (Fig. 7.11c,d). Es el periodo denominado Optimo cálido Plioceno, durante el cual las temperaturas fueron más cálidas que en la actualidad (Edwards *et al.*, 1991; Cronin *et al.*, 1993; Thomson y Fleming, 1996; Frauquete *et al.*, 1999; Haug *et al.*, 2001; Lear *et al.*, 2003; Raymo *et al.*, 2006) debido a elevados niveles de CO_2 (Lunt *et al.*, 2012) y cambios en la circulación oceánica (Dowset *et al.*, 2009). En la Península Ibérica, en relación con estos cambios, se observa desde aproximadamente 3,2 Ma una progresiva reducción en la precipitación de verano y desarrollo de una estación seca con las temperaturas más altas del año (Barrón *et al.*, 2010), estableciéndose la estacionalidad mediterránea que conlleva la desaparición de especies subtropicales y el paso a la vegetación mediterránea (Bessais y Cravatte, 1988; Postigo-Mijarra, 2009; Barrón *et al.*, 2010). En la curva isotópica aquí deducida, acorde con lo descrito en Iberia y a escala global, se observa un

incremento de $\delta^{18}\text{O}_{\text{cc}}$ (hasta $\sim 2,8$ Ma) que de nuevo desciende en el Pleistoceno.

Entre 2,6 y 1,8 Ma se produce un fuerte descenso de las temperaturas (Zachos *et al.*, 2001; Mosbrugger *et al.*, 2005) y más contrastes térmicos (Lisiecki y Raymo, 2005). Este cambio se detecta en la curva de $\delta^{18}\text{O}_{\text{cc}}$ aquí propuesta, como se ha indicado, con un cambio a valores más ligeros o negativos. El incremento en la oscilación en el registro polínico durante esta etapa es atribuido por Frauquette *et al.* (1998, 1999) al inicio de la alternancia entre periodos glaciares e interglaciares durante el periodo frío Pleistoceno que incluye una rápida alternancia entre periodos fríos y secos (Willard, 1994; Crowley, 1996; Michaux *et al.*, 1996; van Dam, 2006). La causa principal del enfriamiento resultó probablemente de una combinación de diversos factores, como cambios en la circulación oceánica debido al cierre del Istmo de Panamá e instauración de la corriente del Golfo, levantamiento del Plateau del Tíbet, reducción del CO_2 atmosférico, incremento de la masa de hielo en la Antártida y la consecuente bajada del nivel del mar, incremento del albedo y cambios orbitales (Cerling *et al.*, 1993; Rouchy y Caruso, 2006; Molnar, 2008; Williams *et al.*, 2008).

El límite megasecuencial A4 ($\sim 3,5$ Ma) se corresponde con un cambio de tendencia en la curva del $\delta^{18}\text{O}$ que ocurre hacia la base del intervalo húmedo de la base del Villafranquiense, de modo que, por debajo, la señal isotópica tiende hacia más ligera y, por arriba, cambia su tendencia hacia más pesada. Este límite A4 podría ser consecuencia de un máximo en la disponibilidad hídrica en la cuenca dentro de este periodo frío. El límite megasecuencial B5 ($\sim 2,1$ Ma) situado a techo de la serie estudiada se localiza en un momento árido (Fig. 7.11a) y responde a una progradación aluvial que cubre por completo la cuenca (Figs. 3.37, 3.41, 3.42, 3.43), y supone una reorganización de los sistemas aluviales en las cuencas de Teruel, Jiloca y La Puebla de Valverde (Moissenet, 1976; Godoy *et al.*, 1983a,b; Ezquerro *et al.*, 2012b). Las oscilaciones entre periodos relativamente áridos y relativamente húmedos (Fig. 7.11a) coinciden en gran medida con los saltos granulométricos menores observados en las transversales de San Blas, Alfambra, Orrios, Villalba Alta y Codo del Alfambra, estando estos últimos siempre en relación con los momentos áridos.

7.4. EVOLUCIÓN DE LOS SISTEMAS LACUSTRES: CAMBIOS EN LA COVARIANZA

Ezquerro *et al.* (2014) propusieron para el periodo Vallesiense-Rusciniense la existencia de 3 estadios lacustres en el sector norte de la Cuenca de Teruel basados en las características sedimentológicas e isotópicas de los carbonatos lacustres del perfil Rambla de la Covacha: estadio 1 (Vallesiense–base del Tuoliense), estadio 2 (base del Tuoliense–parte media del Tuoliense o límite Tortoniense-Mesiniense) y estadio 3 (parte media del Tuoliense–Rusciniense inf.). En el presente trabajo, esta interpretación se matiza teniendo en cuenta los nuevos datos estratigráficos, cronoestratigráficos e isotópicos y la correlación con otras transversales de la cuenca y, a partir de ello, mayor número de dataciones. En concreto, como veremos, se prolonga el estadio 3 hasta el límite Rusciniense–Villafranquiense y se define un estadio 4 durante el Villafranquiense (Fig. 7.12).

Durante el estadio 1 (Vallesiense), y a excepción de lo que ocurre brevemente en su parte superior, el sistema lacustre no presentó gran expansión siendo un lago, o varios desconectados, de pequeñas dimensiones (Figs. 3.36 a 3.42). La homogeneidad de valores para el $\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^{13}\text{C}$ y la baja covarianza durante esta primera etapa ($r = 0,13$ para 18 muestras) muestran que la composición isotópica

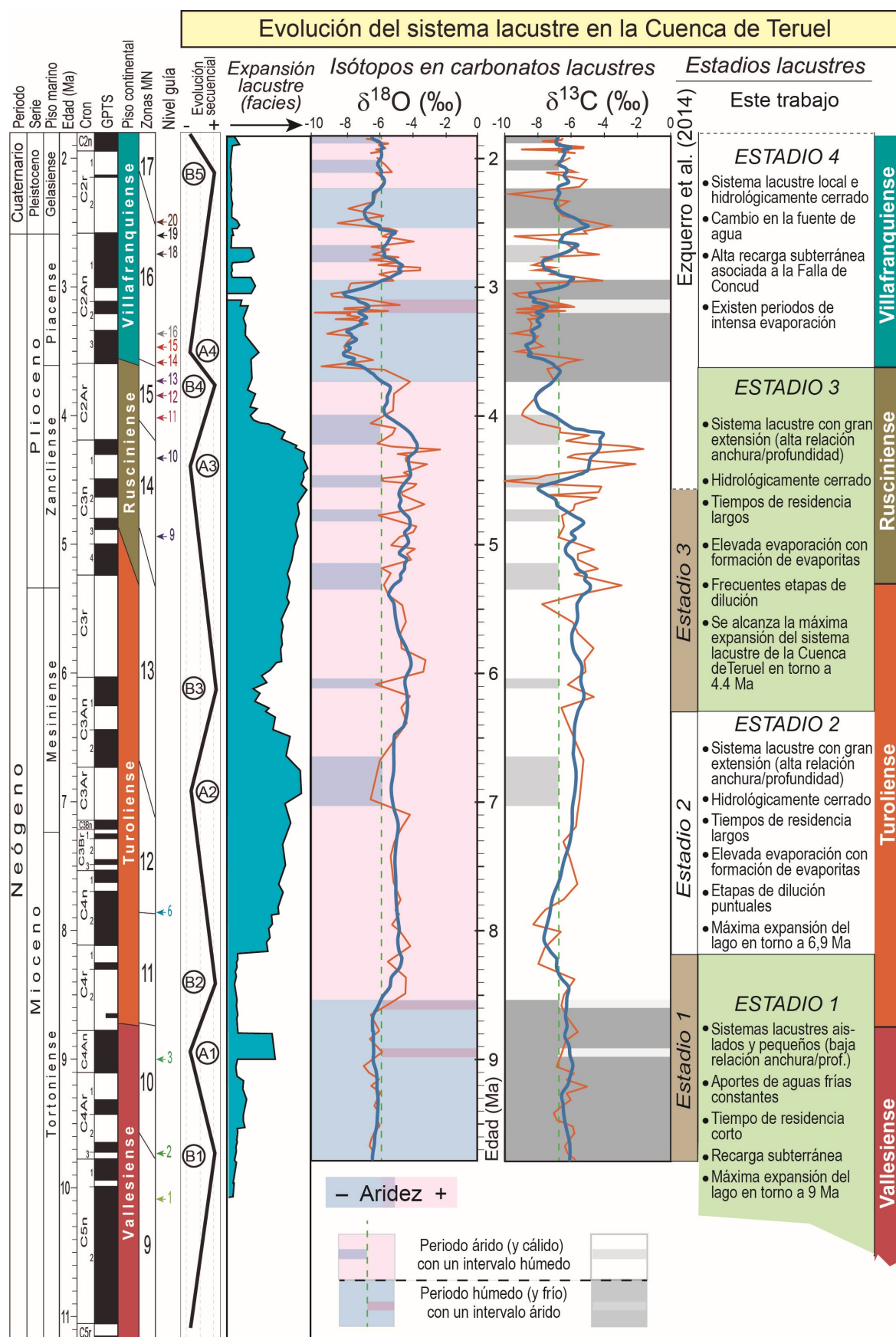


Fig. 7.12. Etapas distinguidas en la evolución neógena-cuaternaria (Vallesense-Villafranquiense) del sistema lacustre desarrollado en la Cuenca de Teruel a partir de la variación en la composición isotópica ($\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^{13}\text{C}$) de los carbonatos lacustres y la expansión-retracción lacustre reconocida a partir de las relaciones laterales y verticales de las asociaciones de facies lacustres y palustres. Se indican asimismo las etapas lacustres definidas anteriormente por Ezquerro *et al.* (2014) en la mitad inferior del registro sedimentario. La escala de tiempo de referencia es la de Ogg *et al.*, 2012) y se muestran las zonas MN de mamíferos, los niveles guía (estratigráficos y fotoestratigráficos) y la evolución megasecundaria (y rupturas sedimentarias) distinguidas en este trabajo.

de las aguas del lago no experimentó grandes cambios (Fig. 7.13) siendo los valores isotópicos ligeros y constantes representativos de un aporte de agua relativamente constante y fría, un tiempo de residencia corto y una baja influencia relativa de la evaporación frente a la precipitación. Talbot (1990) considera estas características propias de lagos con baja relación anchura/profundidad, lo cual es coherente con los datos e interpretación aquí aportada. La baja covarianza y escasa variabilidad de los valores de oxígeno también podrían ser una consecuencia del tamponamiento de las aguas del lago en relación con recargas de agua subterránea (Quade *et al.*, 1995, Dunagan y Turner, 2004; Luzón *et al.*, 2017), que ascenderían a través de fracturas localizadas en el interior de la cuenca. Ambos procesos pudieron coexistir, pero teniendo en cuenta los datos climáticos, y el hecho de que esta etapa se corresponde con un periodo frío y húmedo, la primera de la hipótesis parece tener más peso (Figs. 7.11 y 7.12).

Los estadios 2 y 3 marcan dos importantes expansiones lacustres en la cuenca, con máximos en torno a los 6,9 Ma y 4,4 Ma, respectivamente, separadas por una marcada retracción en torno a los 6 Ma, todo ello desarrollado en un periodo relativamente de mayor aridez; aun así, la masa de agua nunca llegó a desaparecer por completo (Figs. 3.36 a 3.43 y Fig. 7.12). La máxima expansión lacustre del estadio 2 se

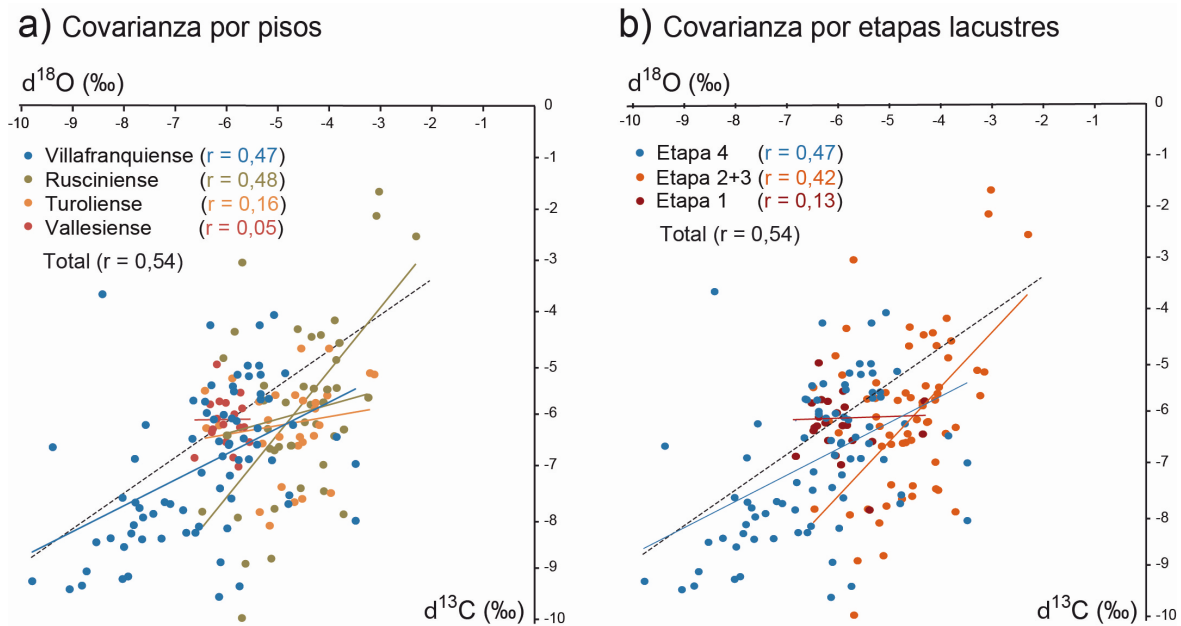


Fig. 7.13. Análisis de la covarianza de los valores isotópicos de $\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^{13}\text{C}$ en los carbonatos lacustres de la Cuenca de Teruel. **(a)** Resultados del análisis por pisos continentales. **(b)** Resultados del análisis por estadios lacustres.

8. Modelo de cuenca: factores de control de la sedimentación, unidades genéticas y evolución paleogeográfica

8.1. El análisis tectosedimentario en cuencas extensionales: consideraciones sobre las unidades genéticas

1.2. Situación y marco geológico

1.3. Antecedentes

8. MODELO DE CUENCA: FACTORES DE CONTROL DE LA SEDIMENTACIÓN, UNIDADES GENÉTICAS Y EVOLUCIÓN PALEOGEOGRÁFICA

8.1. EL ANÁLISIS TECTOSSEDIMENTARIO EN CUENCAS EXTENSIONALES: CONSIDERACIONES SOBRE LAS UNIDADES GENÉTICAS

El principal objetivo de este trabajo ha sido establecer una división del relleno de la cuenca en unidades genéticas, es decir unidades con valor cronoestratigráfico, que permitan mejorar el conocimiento de este relleno y, especialmente, de los principales hitos evolutivos (climáticos, tectónicos y paleogeográficos). Las unidades genéticas responden a variaciones de la actividad tectónica, el clima y el nivel del mar (Galloway, 1989), pudiendo considerarse la influencia de este último despreciable en el caso de la Cuenca de Teruel al ser una cuenca endorreica, alejada y sin conexión directa con el mar. Dado el carácter continental de esta cuenca, las unidades genéticas establecidas se pueden considerar Unidades Tectosedimentarias (UTSs) cuya definición se basa, al igual que las unidades genéticas marinas, en la identificación en las series estratigráficas de evoluciones secuenciales y cambios de tendencia en éstas identificables a escala de cuenca (Garrido-Megías, 1973; González *et al.*, 1988; Pardo *et al.*, 1989).

En relación con las UTSs, Pardo *et al.* (1989) proponen que, en general, evoluciones granocrecientes (o progradantes) pueden ser el resultado de un aumento de actividad tectónica o un cambio a condiciones climáticas de más aridez, mientras que evoluciones granodecrecientes (o retrogradantes) se relacionan con una disminución de la actividad tectónica o un paso a un clima más húmedo (Fig. 1.10). Trabajos anteriores centrados en el análisis tectosedimentario en cuencas cenozoicas del NE de la Península Ibérica (González, 1989; Pérez, 1989; Muñoz, 1991; Arenas, 1993; Luzón, 2001; Angulo, 2001), interpretan que a escala de megasecuencia la influencia de la actividad tectónica es mayor, y aunque demuestran que el clima influyó igualmente en la sedimentación (Muñoz, 1991; Luzón *et al.*, 2002; Pérez-Rivarés, 2016; Angulo, 2001) en general los registros climáticos de los que se dispone son poco detallados para intervalos temporales largos, pudiéndose discriminar en pocos casos entre efectos de la tectónica y clima.

En este trabajo se han identificado distintos periodos de actividad tectónica, pero también, y dado que la potencia de la sucesión estratigráfica que rellena la Cuenca de Teruel no es muy grande, se ha podido establecer una detallada evolución climática a través la propuesta de una curva isotópica (capítulo 7). La cantidad de datos bio- y magnetoestratigráficos disponibles en la zona de trabajo ha permitido datar los principales cambios en la evolución megasecuencial y compararlos con cambios en la tectónica y el clima, de manera que se ha podido discriminar los efectos de ambos. Se comprueba que existen evoluciones y límites megasecuenciales controlados predominantemente por uno u otro factor alocíclico, y otros relacionados con la superposición, o contraposición, de los efectos de ambos factores. Además, se demuestra que el clima no solo deja su impronta a escalas temporales inferiores a las que lo hace la

tectónica, de manera que no en todos los casos han sido los efectos de ésta última los que han dominado la evolución estratigráfica.

8.1.1. Rupturas sedimentarias en sistemas extensionales

A partir de los datos expuestos anteriormente, se considera necesario realizar algunos comentarios sobre los datos obtenidos en la aplicación del Análisis tectosedimentario en la Cuenca de Teruel. Los principales comentarios van encaminados a mostrar los problemas planteados a la hora de establecer las rupturas sedimentarias, especialmente determinar el tipo de ruptura, considerando, además, que en ocasiones han estado condicionadas por más de un factor alocíclico, actuando con igual o distinto signo. Asimismo, se describen las peculiaridades de las rupturas tectónicas en cuencas distensivas, muy controladas por la subsidencia, en función de la relación observada entre evolución megasecuencial, dispositivos geométricos y edad relativa de las rupturas respecto a estos últimos.

Según Pardo *et al.* (1989) cada tipo de ruptura sedimentaria está caracterizado por un determinado cambio de signo en la evolución megasecuencial y la formación de dispositivos geométricos particulares en los márgenes de la cuenca, dependiendo ambos del signo de la actividad diastrófica (creciente o decreciente), o climática (aridez o humedad), y de sus cambios. En sistemas compresivos las rupturas representan, en general, una única combinación entre evolución secuencial y dispositivo geométrico en el margen (ver capítulo 1.4). Por el contrario, en cuencas distensivas el dispositivo geométrico que se genera en los márgenes es un *onlap* independientemente de que el factor que controle el relleno sea el clima o la tectónica y el signo de éstos. Pardo *et al.* (1989) sugieren que en sistemas distensivos las rupturas relacionadas con los máximos de actividad tectónica más frecuentes son las de tipo 3, y no de tipo 1, ya que la actividad diastrófica tiene un carácter normalmente instantáneo; de este modo no serían típicas tampoco las rupturas de tipo 2. Dadas las características de la cuenca estudiada en este caso, el escaso espesor de la serie con respecto a grandes cuencas, como la del Ebro o el Duero, y el detallado control temporal, se ha podido analizar en detalle la manifestación de las rupturas sedimentarias respecto a los máximos de actividad tectónica, que permiten establecer ciertas matizaciones respecto a cuencas compresivas.

En este trabajo hemos adoptado la nomenclatura propuesta por Pardo *et al.* (1989) para referirnos a las rupturas generadas en relación con cambio de actividad tectónica creciente a decreciente o viceversa, pero se constata la existencia de más tipos de relaciones geométricas ligadas a actividad tectónica creciente aparte de los *onlaps* rotatorios que proponen dichos autores para cuencas distensivas. De este modo, dependiendo de la geometría y dimensiones de las fallas involucradas en la etapa de actividad, de la posible interferencia de fallas próximas o de su estado de evolución, los dispositivos geométricos pueden ser muy variados. Además, estas características condicionan la manera en que se propaga la deformación a lo largo de un plano o planos de falla, de forma que la deformación no siempre presenta un carácter tan continuo como en cuencas compresivas.

Así, se han podido establecer para la Cuenca de Teruel dos situaciones principales durante las etapas de actividad tectónica en relación con la actuación de fallas normales y la sedimentación contemporánea.

La primera, denominada **surco de rollover**, es la más común en la zona de estudio. Se asocia a fallas relativamente superficiales con geometría lítrica, y el dispositivo geométrico más habitual en los materiales sinsedimentarios afectados es una discordancia angular que pone en contacto materiales involucrados en un pliegue de *rollover* por debajo, y una serie menos deformada sobre ellos (Fig. 8.1a). La serie pre-discordancia está basculada contra el plano de falla, mientras que la serie sobre la discordancia lo está en sentido opuesto, hacia el centro de la cuenca. La serie que forma parte del dispositivo en *rollover* no es necesariamente anterior al diastrofismo. Normalmente entre el plano de falla y la charnela del pliegue se forma un surco muy acusado, que es rellenado por un conjunto sedimentario formando un dispositivo en *onlap* tanto hacia la cuenca como hacia el margen. Este surco inhibe inicialmente la progradación, en este caso de los abanicos aluviales, de manera que los sedimentos groseros quedan atrapados en la depresión, y aunque la serie que rellena el surco puede mostrar una tendencia granocreciente, el máximo granocrecimiento se reconoce en los materiales que consiguen rebasar el surco. De este modo, se observa que es necesaria la colmatación de la depresión para que los sistemas puedan progradar libremente hacia la cuenca y por lo tanto el máximo granocrecimiento o progradación detectado en la mayor parte de la cuenca, especialmente hacia el centro, se puede considerar ligeramente posterior a la máxima actividad tectónica, es decir es atectónico o antitectónico en el sentido de Heward (1978), Heller y Paola (1992) y Paola *et al.* (1992), ya que muestra cierto desfase con la máxima actividad de la falla. Hacia el centro de la cuenca se pueden generar hiatos (al menos en las zonas próximas) de duración equivalente al tiempo de relleno de la depresión. Del mismo modo, es posible que en los bordes de estas estructuras locales se produzca un hiato o erosión (vacío erosional) de los materiales localizados en el bloque inferior o más allá de la parte culminante de la flexión en el bloque superior. Una situación muy similar ya fue descrita por Gawthorpe *et al.* (1997) en relación con las estructuras del Golfo de Suez (ver Fig. 8.13).

Para determinar a qué tipo de ruptura se asocia la evolución descrita, se ha analizado la relación entre las evidencias de actividad tectónica y la evolución de la serie estratigráfica sincrónica al movimiento de las fallas. Se observa que estas evidencias (*e.g.* discordancias angulares) se desarrollan a lo largo del tiempo en que se generan las megasecuencias granocrecientes o progradantes, encontrándose representado el máximo de actividad “dentro de ellas”, previo al máximo granulométrico del techo de la megasecuencia. El máximo avance aluvial (y granocrecimiento) tiene lugar ligeramente después del máximo diastrófico, y tras él se produce el consecuente granodecrecimiento durante una etapa en la que, aunque puede seguir existiendo cierta actividad tectónica, ésta va disminuyendo. Los criterios empleados no nos permiten establecer el momento del máximo pico de actividad tectónica, pero si este se asocia a la rotura superficial de las fallas el desfase con respecto al máximo megasecuencial sería siempre inferior a los 400 ka según nuestros datos.

Por lo tanto, considerando que la evolución megasecuencial se corresponde con un ciclo granocreciente-granodecreciente y que las evidencias de diastrofismo acelerado se registran en relación con la parte granocreciente, hemos optado por caracterizar el cambio de evolución de este ciclo como una ruptura de tipo 1, si bien el ligero desfase temporal entre desarrollo de las discordancias y el máximo granulométrico nos lleva a diferenciarlas de éstas. Así, definimos la **ruptura sedimentaria de tipo 1A** para cuencas distensivas, como aquellas rupturas que se corresponden con un cambio de signo en la evolución megasecuencial que pasa de granocreciente a granodecreciente (o progradante a retrogradante), indicando la letra A el carácter ligeramente antitectónico de la progradación.

Si se compara esta evolución con la propuesta para las rupturas de tipo 3 (Pardo *et al.*, 1989), dado que es indudable que la progradación aluvial es consecuencia también de la existencia de actividad tectónica y creación de relieve, su consideración como instantánea o no, depende del control temporal que se tenga de la serie. Se ha calculado para el caso que nos ocupa que las etapas de progradación en relación con la tectónica, tienen una duración de entre 400 ka (la del Turolense) y 1 Ma (la de XX). Incluso en aquellos casos en que el granocrecimiento observado parece, en principio, ser relativamente brusco (e.g. Te-4, Pe-7, Al-4), se constata a partir de las dataciones que se trata en realidad de megasecuencias progradantes de cierta duración, y por tanto que las evoluciones secuenciales superpuestas no se corresponden con dos megasecuencias de tendencia positiva, lo que lleva igualmente a considerar estas rupturas como de tipo 1A y no de tipo 3. A pesar de ello, a menor escala las fallas puedan presentar un comportamiento elástico-frágil, acumulando y liberando las tensiones bruscamente.

El segundo dispositivo más frecuente son las **discordancias progresivas** (*onlaps* rotatorios), indicativas del paso de diastrofismo acelerado a decelerado conforme las capas van perdiendo buzamiento (Fig. 8.1b). Cuando se ha reconocido una discordancia progresiva, las fallas asociadas presentan una geometría muy vertical y aparentemente todo el desplazamiento de éstas es acomodado por la primera parte de la serie sintectónica, que es la que muestra mayor engrosamiento. El máximo diastrófico debe localizarse en relación con esta serie, y según Pardo *et al.* (1989) corresponde, además, con un máximo granulométrico "intra-abanico de capas"); aunque la actividad tectónica puede continuar a lo largo del tiempo, disminuye en intensidad según las evidencias geométricas. En cambio, al igual que en el caso anterior, en los ejemplos estudiados en este trabajo el máximo granulométrico o máxima progradación no se presenta en esa posición, sino sobre la discordancia, debido a que las facies aluviales rellenan los surcos creados en la etapa de actividad, viéndose inhibida inicialmente la progradación. Así, se reconoce una evolución megasecuencial granocreciente más allá del cambio a condiciones diastróficas deceleradas,

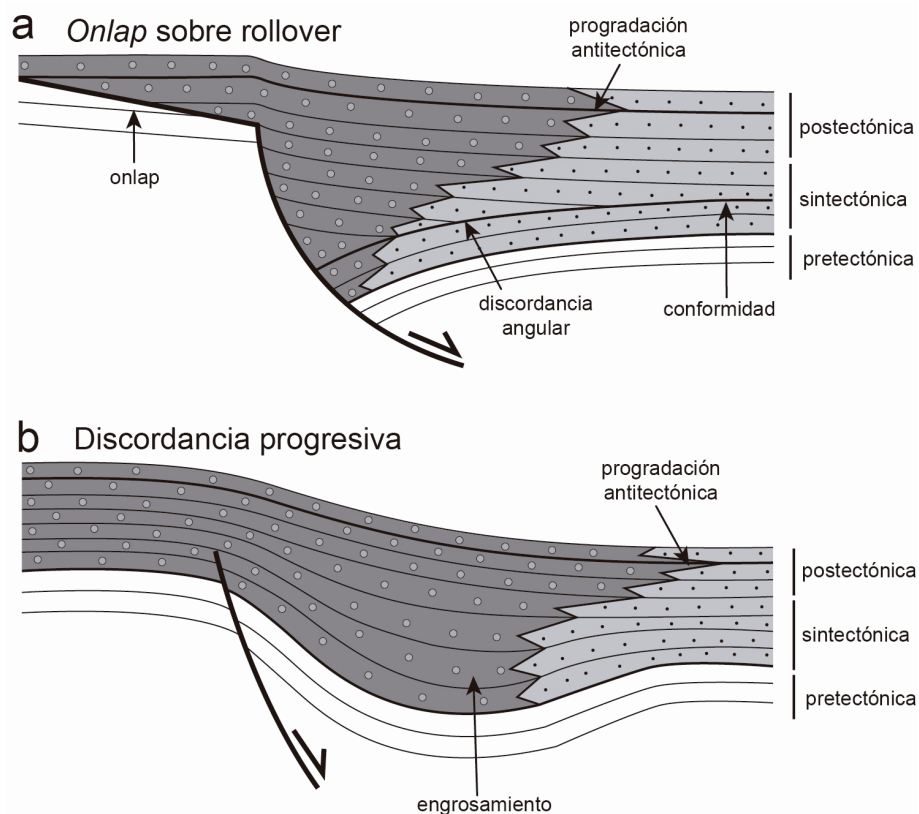


Fig. 8.1. Dispositivos geométricos formados en fallas normales y rupturas sedimentarias de Tipo 1A observados en la Cuenca de Teruel. **(a)** Falla con rotura superficial y formación de un surco de *rollover*. **(b)** Falla ciega y formación de una discordancia progresiva.

estando el máximo granulométrico, y el nuevo cambio de tendencia, ligeramente desfasado respecto a la etapa de máxima actividad tectónica; esta serie puede presentarse incluso en discordancia angular con la infrayacente.

En este segundo caso, la progradación aluvial reconocible a escala de cuenca sería nuevamente atectónica o antitectónica (Heward, 1978; Heller *et al.*, 1992; Paola *et al.*, 1992), al mostrar cierto desfase con el pico de actividad, que correspondería al momento de máximo desplazamiento de la falla y la formación de una depresión sincrónicamente al desarrollo de la parte inferior de los abanicos de capas. Del mismo modo que en el caso anterior, las evidencias de actividad tectónica acelerada se encuentran en la megasecuencia granocreciente, y teniendo en cuenta las mismas consideraciones, las rupturas asociadas se han asimilado a rupturas de tipo 1A. Igualmente se constata una duración del orden de 10^2 ka para la etapa de progradación y deformación, y un carácter, si cabe, más gradual que en el caso anterior.

Hay que tener en cuenta un factor más de variabilidad en relación con las situaciones descritas, que reside en la forma de propagación de la deformación a lo largo de las fallas normales. Así, la fase de deformación podría haber afectado inicialmente a otra zona del plano de falla y no registrarse sus efectos en la serie asociada hasta que se produce la rotura superficial. De ser así, el máximo granulométrico sería sincrónico al momento en que la totalidad de la estructura se mueve en su conjunto y poder representar una ruptura de tipo 3. En cambio, en ninguno de los casos analizados en este trabajo se ha podido reconocer un dispositivo geométrico de estas características.

En los dos casos arriba descritos relacionados con la tectónica, en el centro de la cuenca o hacia el margen pasivo, lejos de la influencia de estructuras tectónicas, la expresión de las rupturas es también un cambio de tendencia de negativo a positivo, considerándose en todos los casos rupturas de tipo 1A en las series que proceden del margen activo. Con respecto al margen pasivo, clásicamente, se ha considerado que la respuesta de los abanicos procedentes de este margen ante el basculamiento de la cuenca hacia el margen activo es prácticamente instantánea (*e.g.* Leeder y Gawthorpe, 1987; Scholz y Rosendahl, 1990). En nuestro caso no se han podido reconocer los sectores proximales de los abanicos de dicho margen, que aportarían información clave para clarificar este aspecto y a partir de los datos de los que se dispone, no es posible determinar si las progradaciones correspondientes al margen activo y pasivo se encuentran desfasadas en el tiempo, pero es de esperar que lo estén, coincidiendo la progradación de los del margen pasivo con la máxima subsidencia en el activo. En este caso las rupturas sedimentarias identificadas en la serie del margen pasivo sí serían rupturas sedimentarias de tipo 1 en el sentido que las definieron sus autores.

En la serie de la Cuenca de Teruel existen, además, rupturas de carácter climático y, en este caso, las características reconocidas, se ajustan a la propuesta de Pardo *et al.* (1989). Este tipo de rupturas siempre va acompañado de un dispositivo geométrico en *onlap* (sin rotación) y separan megasecuencias progradante-retrogradante, en el caso de las rupturas de tipo 4 que responden a un cambio a condiciones de aridez a humedad, o retrogradante-progradante, para las rupturas de tipo 5 que suponen un cambio a mayor aridez.

8.1.2. El control en la evolución secuencial: la subsidencia frente al aporte sedimentario

Como se acaba de plantear, en la Cuenca de Teruel, y especialmente en su parte oriental, existe un cierto desfase entre las evoluciones megasecuenciales progradantes y los máximos de actividad tectónica, de manera que los máximos granulométricos o máxima progradación reconocibles a escala de cuenca son posteriores a los máximos diastróficos. Ello es consecuencia de la influencia que ejerce sobre los sistemas sedimentarios la nueva configuración del margen de la cuenca en la etapa de actividad, con creación de nuevos relieves, pero también desarrollo de importantes focos de subsidencia asociados.

Paola *et al.* (1992) plantean modelos matemáticos bidimensionales de relleno de cuencas de antepaís considerando que la evolución estratigráfica de éste se encuentra condicionada por las variaciones de cuatro factores: aporte sedimentario, tasa de subsidencia (tasa y distribución), tamaño del material aportado a la cuenca y cantidad de agua. Luzón (2001), utilizando estos modelos, confirma que la evolución megasecuencial en el borde norte de la Cuenca del Ebro está fundamentalmente controlada por el aporte sedimentario. Dado que no existe ningún trabajo de detalle centrado en el significado y manifestación de las rupturas sedimentarias en sistemas extensionales, se ha realizado un análisis del modelo propuesto por Paola *et al.* (1992) considerando los dos factores más importantes en periodos de actividad tectónica: la subsidencia y el aporte sedimentario. Con ello se persigue completar la caracterización de las rupturas sedimentarias de tipo tectónico en la Cuenca de Teruel. Aunque el modelo supone una simplificación, ya que es muy difícil pensar en un escenario en el que todos los factores permanecen constantes salvo uno, permite realizar una aproximación al control que ha experimentado la dinámica del relleno, obteniéndose resultados coherentes.

El trabajo de estos autores muestra que dependiendo de la relación entre el tiempo de equilibrio (T_{eq}) de una cuenca y el tiempo en el que se produce una progradación, las características del conjunto estratigráfico pueden diferir, y establecen distintos escenarios para periodos de progradación mayores, menores y similares a T_{eq} . El **tiempo de equilibrio** se define como *el periodo de tiempo necesario para que una cuenca alcance las condiciones de equilibrio ante cualquier modificación experimentada en los factores alocíclicos*. La expresión propuesta por Paola *et al.* (1992) para su cálculo es:

$$T_{eq} = L^2 / v$$

L: longitud de la cuenca de sedimentación

v: difusividad, que a su vez se expresa como:

$$v = c \cdot r \cdot Lc$$

c: factor de corrección en función del tipo de sistema fluvial afectado, siendo 0,1 para sistemas braided, 0,67 para meandriformes y 0,33 en mixtos)

r: tasa de precipitación

Lc: longitud de la cuenca de captación

A partir de los resultados expuestos en capítulos anteriores se ha determinado el tiempo de equilibrio de los sistemas aluviales del margen activo. La longitud de los abanicos aluviales se ha estimado entre 3 y 5 km (apartado 3.1) y el factor **c** se ha considerado 0,1 al presentar los abanicos características sedimentológicas más próximas sistemas *braided*. El tamaño de las diferentes áreas de captación estaría comprendido entre los 4 km y los 8 km, en función de si se considera una cuenca de drenaje desde la Sierra de El Pobo o desde la zona de Cedrillas (capítulo 3 y apartado 8.2). Asimismo, autores previos han calculado las tasas de precipitación media durante para el Neógeno para esta zona, comprendidas entre 250 y 600 mm/a (*e.g.* van Dam, 2006).

Los tiempos de equilibrio máximo y mínimo obtenidos para este margen de la cuenca oscilan desde 160 ka para el caso de una cuenca de captación desde la S^a de El Pobo y con una precipitación anual baja, y 30 ka para una cuenca de captación que llegase hasta la localidad Cedrillas en una época de alta tasa de precipitación anual. La duración temporal de las megasecuencias progradantes de los abanicos es del orden de varios cientos de miles de años (apartado 3.2 y 8.2). Así, los tiempos de equilibrio son menores a los calculados para las progradaciones aluviales y por tanto se comparan los resultados obtenidos solo con los casos $T \gg T_{eq}$ y $T = T_{eq}$ incluidos en Paola *et al.* (1992).

Si el **Aporte Sedimentario** es el principal factor de control del relleno, para $T \gg T_{eq}$, progradaciones y retrogradaciones tienen una relación directa los cambios en el aporte (Fig. 8.2a), de manera que, mientras exista espacio de acomodación, cuando éste aumenta se produce progradación y cuando disminuye se produce retrogradación. Así, la etapa de creación de relieve da lugar a una relación aporte/subsidencia mayor a 1 y las progradaciones son sintectónicas. En la etapa de cese de la actividad tectónica y degradación del relieve, el aporte disminuye y se produce retrogradación. Para el caso $T = T_{eq}$, progradaciones y retrogradaciones muestran una asimetría muy marcada con retrogradaciones mucho más rápidas que las progradaciones (Fig. 8.2b). En cualquier caso, e independientemente de la relación entre T y T_{eq} , la tasa de sedimentación es mayor durante las etapas de incremento de aporte y de progradación.

En el caso de la **Tasa de Subsistencia** sea el principal factor de control, para $T \gg T_{eq}$, las progradaciones aluviales muestran un carácter antitectónico, es decir, los sistemas aluviales progradan cuando la actividad comienza a remitir (Fig. 8.2c), presentando la evolución megasecuencial una relación inversa con la subsidencia. Ello se debe a que el incremento de subsidencia genera espacio de acomodación e inhibe las progradaciones durante la etapa de máxima actividad, mientras que cuando la subsidencia cesa, la progradación es posible. Si las variaciones en la tasa de subsidencia tienen lugar en periodos equivalentes al tiempo de equilibrio ($T = T_{eq}$), las progradaciones y retrogradaciones aluviales

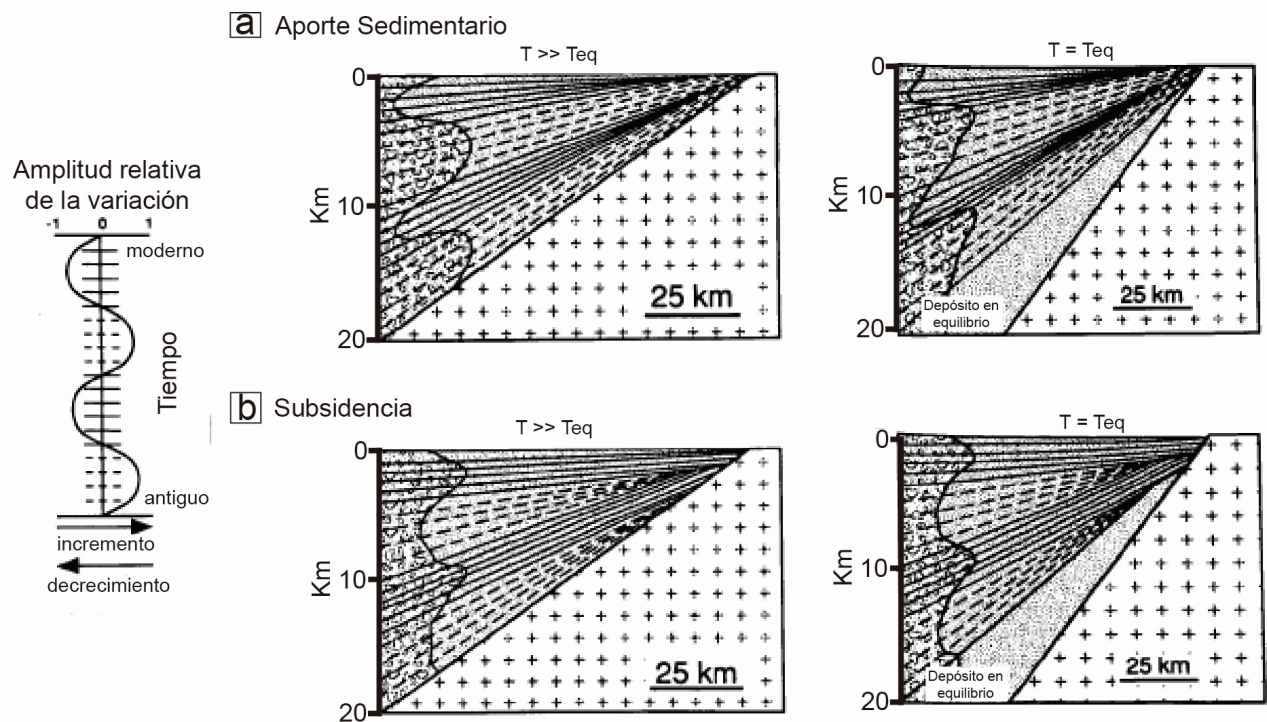


Fig. 8.2. Corte hipotético de una cuenca mostrando los resultados modelizados de las variaciones en periodos mayores o similares al tiempo de equilibrio. (a) Aporte sedimentario $T \gg T_{eq}$. (b) Aporte sedimentario $T = T_{eq}$. (c) Subsistencia $T \gg T_{eq}$. (d) Subsistencia $T = T_{eq}$. Modificada de Paola *et al.* (1992).

muestran el mismo comportamiento que en el caso anterior, con la excepción de que el avance de la máxima progradación será menos brusco (Fig. 8.2d). En ambos casos la tasa de sedimentación es mayor durante la etapa de máxima subsidencia y se producen discordancias en el interior de la cuenca entre la serie que prograda y la infrayacente. Es este segundo escenario (control de la subsidencia) el que más se ajusta a lo observado en el margen activo de la Cuenca de Teruel, a pesar de que en este caso se trata de una cuenca extensional y no compresiva como en el modelo de Paola *et al.* (1992).

En las cuencas sedimentarias tectónicamente activas, la relación entre la variación en la tasa de aportes (ΔAS) y de la subsidencia (ΔSu) es la que controla predominantemente las evoluciones megasecuenciales. En la Cuenca de Teruel durante el periodo de actividad tectónica las progradaciones generalizadas se ven inhibidas puesto que la relación $\Delta Su - \Delta AS$ es en el conjunto del margen activo mayor a 1. Más tarde, cuando la relación $\Delta Su - \Delta AS$ es menor a 1 por descenso del movimiento de las fallas y disminución del espacio de acomodación, se produce la progradación generalizada de los sistemas aluviales y se generan discordancias entre la serie progradante y la infrayacente; es por ello que las progradaciones muestran un carácter antitectónico. Resumiendo, en el caso analizado se produjeron progradaciones generalizadas de los sistemas aluviales en toda la cuenca cuando $\Delta Su - \Delta AS < 1$ (Fig. 8.3a) y retrogradaciones cuando $\Delta Su - \Delta AS > 1$ (Fig. 8.3b).

En nuestro caso existe, en cambio, alguna matización respecto al modelo de Paola *et al.* (1992), puesto que, aunque las progradaciones están desfasadas respecto al máximo diastrafismo (progradación antitectónica), la evolución secuencial en los diferentes surcos subsidentes creados durante la fase de incremento de actividad tectónica puede ser progradante, no necesariamente retrogradante como se obtiene en el modelo de dichos autores (Fig. 8.2c); además en la serie estudiada se generan a menudo discordancias progresivas. Interpretamos que, durante la etapa de actividad, tuvo lugar un incremento de aporte sedimentario hacia los distintos surcos subsidentes debido a la formación de nuevos relieves, de manera que en muchos momentos ΔAS superaría a ΔSu ; en cambio en términos generales ésta última inhibió la progradación generalizada en la cuenca hasta que finalmente en un escenario en que $\Delta Su - \Delta AS < 1$ durante mucho tiempo se produjo esta progradación (Fig. 8.3a). En el margen pasivo, la ausencia de estructuras tectónicas activas implica que las progradaciones estuvieron dirigidas por el aporte sedimentario como respuesta a la generación de relieve.

Cuando además de los sistemas aluviales se consideran los sistemas lacustres asociados y su evolución, lo más habitual es que una progradación se corresponda con una retracción lacustre y una retrogradación con una expansión lacustre. La situación en estos casos se complica si, además del aporte sedimentario y la subsidencia, se consideran otros parámetros importantes en la sedimentación como cambios en el nivel de base lacustre y la precipitación carbonatada o salina en los lagos (Luzón, 2001), que dependen de factores bien distintos, pudiendo incluso reconocerse evoluciones sincrónicas opuestas en series aluviales y lacustres. Así, es la relación $\Delta Su + \Delta NL - \Delta AS^*$ la que hay que analizar, siendo NL el nivel lacustre y AS^* la suma de aporte sedimentario y producción lacustre (Luzón, 2001). En este caso, una expansión lacustre en la parte central de la cuenca puede ser correlativa de una progradación aluvial en el borde, y al contrario.

En cambio, en el caso analizado, durante las etapas de actividad tectónica, la subsidencia afectó igualmente a áreas lacustres y durante las progradaciones aluviales se produjo en la zona central de la cuenca una retracción lacustre. Así la relación $\Delta Su + \Delta NL - \Delta AS^*$ sería < 1 , de manera que, si la subsidencia no fue compensada por un incremento del nivel de los lagos, se produciría una retracción (Fig. 8.3a), especialmente en momentos de incremento del aporte. En caso de que la relación $\Delta Su + \Delta NL - \Delta AS^*$ fuera

centrales los lagos se contrajeron como consecuencia de que el incremento en el aporte sedimentario y una disminución en el nivel de los lagos, teniendo lugar una somerización (Fig. 8.3c).

Las retrogradaciones aluviales y expansiones lacustres reconocidas en la Cuenca de Teruel están relacionadas, en todos los casos, con etapas de actividad tectónica decelerada y generalmente con tendencias climáticas a mayor humedad, escenarios en los que se produce un descenso de aporte de sedimentario (Fig. 8.3b,d). Los sistemas aluviales alcanzan la máxima retrogradación en relación con el momento de mínimo aporte y máximo nivel lacustre (en el caso del clima), produciéndose en las áreas centrales la expansión de los lagos por $\Delta Su + \Delta NL - \Delta AS^* > 1$. Siempre que se ha reconocido una expansión lacustre, ésta ha ido acompañada de una retrogradación aluvial, independientemente del margen de la cuenca considerado.

8.1.3. El factor alocíclico dominante: tectónica vs. clima

La evolución del relleno de una cuenca continental endorreica responde a cambios en tectónica y clima, y una de las principales conclusiones de este trabajo es que se pueden discriminar los efectos de ambas si se dispone de las herramientas adecuadas. Ambos controles pueden actuar a la misma escala temporal y el reflejo de los cambios en tectónica y clima en la evolución del relleno sedimentario dependerá del signo de estos cambios y de su intensidad. De este modo, si muestran una tendencia paralela (e.g. diastrofismo acelerado junto con cambio a mayor aridez) se sumarán sus efectos y la evolución será granocreciente o progradante, mientras que si las tendencias son opuestas (e.g. diastrofismo decelerado junto con mayor aridez climática) provocarán efectos diferentes en función de la intensidad de cada uno. En el caso que nos ocupa se ha podido determinar cuál es el factor alocíclico que tiene una mayor influencia sobre el relleno sedimentario en cada caso y se han observado tres situaciones posibles de interacción entre clima y tectónica que se describen a continuación. Además, se ha establecido la respuesta del relleno sedimentario en cada una de ellas.

- **Efectos de la tectónica contrarios a los del clima:** Los límites megasecuenciales B1 y B4 se corresponden, aunque ligeramente desfasado como ya hemos expuesto, con un paso de actividad tectónica creciente a decreciente, en momentos de alta humedad relativa en la cuenca en B1, y de cambio de más aridez a más humedad en B4, por lo que tectónica y clima presentan efectos contrarios en la sedimentación (Fig. 8.4). Resulta evidente que la influencia de la actividad tectónica sobre el relleno sedimentario es mayor que el control ejercido por el factor climático. Durante etapas húmedas las áreas fuente están más vegetadas disminuyendo la meteorización y erosión. A pesar de ello la formación de relieve en la Cuenca de Teruel generaría un gradiente topográfico suficiente para que los sistemas progradaran hacia el centro de la cuenca. Por lo tanto, en el caso estudiado, las etapas de actividad tectónica creciente siempre se manifiestan en el registro sedimentario como evoluciones megasecuenciales progradantes, no siendo capaz el efecto del clima de minimizar sus efectos. Como se detalla en el siguiente apartado, B1 y B4 representan un cambio de evolución progradante a retrogradante y un cambio de actividad tectónica creciente a decreciente por lo que se consideran rupturas sedimentarias de tipo 1A.

- **Efectos de la tectónica sumados a los del clima:** El límite B3 y el límite B5, responden a la segunda situación observada, en la que una etapa de actividad tectónica y condiciones de aridez se superponen (Fig. 8.4). En ambos casos la respuesta es una evolución megasecuencial granocreciente y es complicado establecer cuál de los dos factores tiene mayor influencia sobre la evolución megasecuencial.

En este caso, la ruptura sedimentaria asociada al cambio de tendencia (de más a menos actividad y de más a menos aridez) es la suma de una ruptura de tipo 1A y otra de tipo 4. Cabe señalar que, como ya se ha comentado en capítulos anteriores, la progradación asociada al límite B3 es la más importante reconocida en el relleno estudiado. A diferencia de esta situación, el límite B4, que se desarrolló en una etapa de igual o mayor intensidad de actividad tectónica, no supone una progradación tan marcada, debido a que las condiciones climáticas reinantes, húmedas, minimizarían los efectos de la tectónica. De esta forma, aunque en los casos estudiados las etapas de actividad tectónica siempre se manifiestan en la Cuenca de Teruel como progradaciones, éstas serán más o menos acusadas dependiendo del signo del clima.

- **Cambio climático en periodo de calma tectónica:** La tercera situación observada en la Cuenca de Teruel se corresponde con el límite B2, que se relaciona con una situación en la que el máximo granulométrico representa un momento de máxima aridez que tiene lugar en un momento en el que no hay evidencias de una elevada actividad tectónica (Fig. 8.4), de manera que el clima es capaz de dejar su impronta, y el incremento de aporte se traduce en una progradación. Añadido a esto, si la disponibilidad hídrica es baja, los sistemas lacustres presentarían un nivel de base más bajo que facilitaría la progradación aluvial. Un cambio posterior a condiciones más húmedas induce una retrogradación. De este modo es una ruptura sedimentaria de tipo 4.

La mayor complejidad en la definición de rupturas sedimentarias surge en la discriminación de aquéllas que coinciden con los mínimos en la evolución secuencial. La expresión de las rupturas de tipo 2 (relacionadas con la tectónica) y 5 (con el clima) es un cambio desde una tendencia retrogradante a progradante y el dispositivo geométrico generado es un *onlap* expansivo hacia los márgenes. Para diferenciar entre ambos factores (tectónica o clima), uno de ellos debería de permanecer estable a lo largo del tiempo. Por ejemplo, que las condiciones climáticas permanecieran constantes a lo largo del tiempo, independientemente de si se trata de un periodo árido o húmedo, siendo cualquier variación en la evolución expresión de cambios en el diastrofismo. De esta forma, los mínimos en la evolución megasecuencial serían reflejo exclusivo de la deceleración tectónica, siendo rupturas de tipo 2. En cambio, a partir de los datos tectónicos y climáticos de los que disponemos no podemos establecer si los cambios son estrictamente sincrónicos o se encuentran desfasados, por lo que consideramos, a grandes rasgos, que los mínimos granulométricos reconocidos en la Cuenca de Teruel son en general resultado de la suma de rupturas de tipo 2 y tipo 5.

A partir de los datos y la problemática expuestos se pueden proponer varias conclusiones para la Cuenca de Teruel: **i)** independientemente de las condiciones climáticas (áridas o húmedas) las fases de actividad tectónica siempre se reflejan en la evolución secuencial, de manera que la tectónica siempre se superpone al clima; **ii)** cuando los efectos de la actividad tectónica y el clima se superponen la tendencia evolutiva es más marcada; y **iii)** el efecto del clima se detecta en momentos de calma tectónica, mientras que en periodos de actividad tectónica únicamente es capaz de modular (amplificando o suavizando) la expresión de ésta en el relleno sedimentario.

8.2. LAS UNIDADES GENÉTICAS DEL SECTOR NORTE DE LA CUENCA DE TERUEL

A partir de la evolución del relleno sedimentario se individualizan seis unidades genéticas para el intervalo temporal estudiado (Figs. 8.4 y 8.5). La primera y la sexta (TN_1 y TN_6) no están completas, y la serie reconocible se corresponde con UTSs elementales; las restantes (TN_2 , TN_3 , TN_4 y TN_5) son UTSs fundamentales. Como los propios autores del método apuntan, el uso del término *Unidad Tectosedimentaria* puede crear una cierta confusión al aplicarlo a un conjunto de materiales cuya evolución puede depender del clima. Por ello, aunque la metodología empleada en este trabajo implique la definición de UTSs, seguiremos la reconmedación de los propios autores siguiendo una nomenclatura más abierta de *Unidad Genética*.

Unidad genética 1 (TN_1), Vallesiense inicial – Vallesiense final (~11 a ~9,8Ma)

Se corresponde con la primera megasecuencia (M1), de evolución progradante, e incluye desde los materiales neógenos más antiguos aflorantes en la cuenca, hasta el límite megasecuencial B1 (Fig. 8.4). Esta unidad se ha reconocido en el margen pasivo al oeste de Alfambra y en el activo al este de Teruel, desde Los Monotos hasta la depresión de Valdecebro (Fig. 8.5). Más localmente, aflora al este de Tortajada y en el bloque de Corbalan, donde se encuentra desplazada por la Falla de Tortajada.

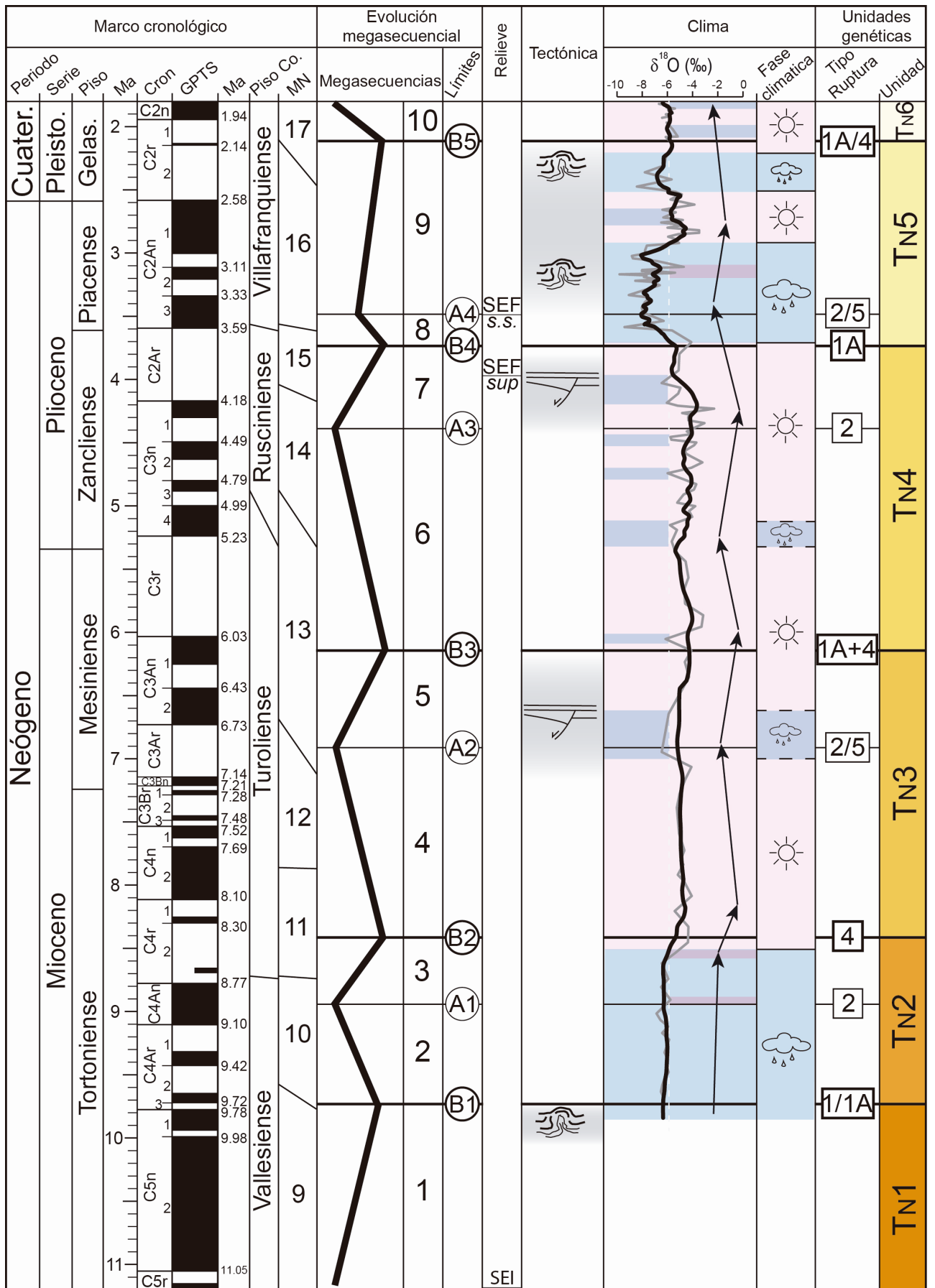
El depósito de esta unidad se produjo bajo un contexto tectónicamente activo durante el que tuvo lugar finalmente una progradación de los sistemas aluviales procedentes de los dos márgenes de la cuenca, estando la progradación máxima y posterior retrogradación representada por el límite B1, que se corresponde con cambio desde una etapa de actividad a calma tectónica (aunque como se ha expuesto arriba los cambios de tendencia evolutiva y tectónica están ligeramente desfasados). Los abanicos aluviales conectaron en la zona central con un sistema lacustre que, debido a la progradación aluvial, se vio restringido (Fig. 8.6).

Para esta unidad se reconoce: i) un aumento progresivo del número de cuerpos conglomeráticos, así como del tamaño de los cantos; ii) incisión de canales; iii) cambio de orientación en los cursos fluviales procedentes del oeste (apartado 6.3); iv) localmente una importante agradación y fosilización de paleorelieves; y v) deformaciones de distinto tipo (apartado 6.2). Todo ello apunta a que se produjo movimiento de las fallas del margen oriental (e.g. Falla de Peralejos) y un basculamiento general de la cuenca hacia dicho borde.

Aunque los datos isotópicos son muy escasos para este intervalo, la comparación con las aproximaciones climáticas de otros autores indica que, aparentemente, no existieron variaciones climáticas importantes. De esta forma, la unidad TN_1 se corresponde con una unidad elemental limitada a techo por el límite B1 que se interpreta como una ruptura de tipo 1 o 1A.

Unidad genética 2 (TN_2), Vallesiense final – Tuoliense medio (~9,8 a ~8,4 Ma)

Engloba a la segunda y tercera megasecuencias (M2 y M3), presentando una evolución retrogradante-progradante desde el límite B1 hasta B2 (Fig. 8.4). Ambas megasecuencias muestran una duración similar y se corresponden con dos unidades elementales, la inferior se relaciona con una etapa



Discordancias Sismitas Aridez Humedad

Fig. 8.4. Unidades genéticas definidas en este trabajo para el sector norte de la Fosa de Teruel. Se indica el tipo de ruptura que limita las unidades, el periodo climático y la posible duración de las fases tectónicas en sombreado gris.

de retrogradación aluvial y expansión lacustre, y la superior con una nueva progradación, que alcanza su máximo en B2 (Fig. 8.7). Esta unidad aflora en la zona occidental de la localidad de Alfambra, al este de Teruel y en ambos bloques de la Falla de Tortajada (Fig. 8.5).

No se han reconocido evidencias, directas o indirectas, de actividad tectónica en el margen o el interior de la cuenca para el periodo de avance de los abanicos en relación con la parte superior de la unidad. En cambio se deduce para ese tiempo un paso a condiciones de mayor aridez (Fig. 8.4). Las condiciones más áridas darían lugar a un descenso en los aportes de agua, pero también a un paisaje menos vegetado y con laderas fácilmente erosionables, aumentando el transporte de material grosero desde las áreas fuente a las zonas centrales y viéndose favorecida la progradación; las zonas lacustres se verían restringidas y, en algunos casos, sustituidas por áreas palustres.

A partir de ello, la unidad TN₂ se corresponde con una unidad genética fundamental, considerándose el límite superior (B2) una ruptura de tipo 4 en el sentido de González *et al.* (1988) y Pardo *et al.* (1989) puesto que supone un cambio de evolución progradante a retrogradante que se relaciona con un cambio en el clima desde árido a húmedo.

Unidad genética 3 (TN₃), Tuoliense inicial – Tuoliense medio (~8,4 a ~6,1 Ma)

Se caracteriza nuevamente por una evolución retrogradante-progradante que abarca desde el límite B2 hasta el B3 (Fig. 8.4), incluyendo a las megasecuencias 4 y 5, que representan un periodo de expansión lacustre y retrogradación aluvial (M4), seguido de una retracción lacustre y progradación aluvial (M5) (Fig. 8.8). El tiempo que representan ambas megasecuencias es distinto, mayor el correspondiente a M4. Se trata de la unidad con amplia representación en toda la cuenca (Fig. 8.5) con la salvedad de la zona de Concul, al sur, y de Orrios hacia el norte.

En relación con la parte superior de la unidad (es decir con M5) se han reconocido múltiples evidencias de actividad tectónica acelerada que apuntan a una notable intensidad de ésta. Existen discordancias, engrosamientos locales del conjunto estratigráfico, evidencias del movimiento de fallas (antiguas y desarrollo de nuevas), y génesis de SSDSs (capítulo 6). El límite B3 es el que se reconoce en una mayor extensión de la cuenca, y en algunos sitios donde aparece en relación con discordancias o basculamientos, muestra un carácter algo más brusco, siendo poco potente la megasecuencia M5. En relación con el clima, tiene lugar durante el depósito de M5 un nuevo cambio, correspondiéndose el límite B3 a uno de los momentos de mayor aridez registrados en la cuenca (capítulo 7).

La evolución progradante de la megasecuencia M5 representa, por tanto, la suma de los efectos derivados de la actividad tectónica y el clima, que daría como resultado un mayor aporte de materiales hacia el interior de la cuenca y una importante progradación. En función de estas características, la unidad TN₃ se corresponde con una unidad fundamental limitada a techo por una ruptura suma de una de tipo 1A y otra de tipo 4 que supone un cambio de evolución progradante a retrogradante ligado a una etapa de actividad a otra de relativa calma tectónica y de mayor aridez a condiciones más húmedas.

Unidad genética 4 (TN₄), Tuoliense medio - Rusciniense final (~6,1 a ~3,7 Ma)

La unidad TN₄ engloba a las megasecuencias M6 (retrogradante) y M7 (progradante) que se encuentran entre los límites B3 y B4. Al igual que para TN₃, se corresponden con dos unidades

Fig. 8.5. Mapa de unidades genéticas del sector norte de la Fosa de Teruel.

elementales de duración muy desigual (Fig. 8.4) de manera que el lapso temporal correspondiente a la expansión lacustre y retrogradación que representa M6, es significativamente mayor que la progradación aluvial que representa M7 (Fig. 8.9) y que culmina en el límite B4. Se trata de la unidad con más continuidad de afloramiento a lo largo de la cuenca, pudiéndose reconocer desde la localidad de Teruel, al sur, hasta Los Alcamines en el extremo norte (Fig. 8.5). En la zona central de la cuenca forma los relieves culminantes de las grandes muelas que existen a ambos lados de río Alfambra, alcanzando la zona de Celadas en el margen occidental.

No se han reconocido evidencias de actividad tectónica en relación con los depósitos que integran M6, pero se interpreta que existió una importante actividad en las fallas del margen activo durante el depósito de M7, como indican múltiples discordancias progresivas y angulares en los márgenes, numerosas SSDSs y nuevas estructuras que comienzan a actuar en torno a los 4 Ma. Con respecto a la señal climática, M6 se deposita durante una etapa en la que se producen cambios en el clima, con dos momentos áridos separados por uno más húmedo. El hecho de que la parte superior de M6 represente una gran expansión lacustre (Fig. 8.9) y se corresponda con una etapa más árida, evidencia que la impronta del clima no fue dominante en esta evolución, interpretándose la expansión lacustre en M6 como la respuesta a un fuerte descenso de aportes sedimentarios en una etapa de baja actividad tectónica y relleno del espacio de acomodación anteriormente creado. En relación con M7, la tendencia climática general es hacia condiciones de mayor humedad, de manera que la curva isotópica (Fig. 8.4) muestra valores más ligeros en relación con el límite B4. A partir de ello la parte inferior de TN₄ se interpreta como controlada por los efectos de la actividad tectónica, que pasa de decelerada (M6) a acelerada (M7), por lo que es una ruptura de tipo 2.

Al igual que B3, el límite B4 muestra localmente un carácter más brusco, siendo en esos casos la megasecuencia M7 poco potente, especialmente donde aparece en relación con discordancias o basculamientos. Este límite representa un cambio de actividad tectónica acelerada a decelerada en un momento de humedad generalizada. En función de estas características, la unidad TN₄ se corresponde con una unidad fundamental limitada a techo por una ruptura de tipo 1A.

Unidad genética 5 (TN₅), Rusciniense final - Villafranquiense (~3,7 a ~2,1 Ma)

Responde de nuevo a una evolución retrogradante-progradante, desde el límite B4 hasta el límite B5 (Fig. 8.4), englobando por tanto dos megasecuencias que se corresponden con dos unidades elementales, una inferior retrogradante de muy corta duración (M8), y otra superior progradante de notable duración (M9). Los afloramientos de mayor extensión de esta unidad se localizan al norte, en los Llanos de Visiedo y en la zona de Perales de Alfambra. En el resto de la cuenca siempre aparece en relación con el margen oriental, existiendo afloramientos al pie de todas las fallas desde Los Alcamines, al norte, hasta La Hita, al sur (Fig. 8.5). Localmente, al noroeste de la localidad de Teruel se reconoce en un área extensa y paralela a la Falla de Conclud.

En las zonas donde existen afloramientos, se interpreta que M8 representa una expansión lacustre (Fig. 8.10), y a pesar de que se reconocen evidencias de actividad tectónica en relación con esta megasecuencia, como SSDSs hacia la base, interpretadas como sismitas (apartado 6.2), éstas son poco abundantes, y probablemente responden a las últimas etapas de actividad del estadio anterior (M7). Con respecto al clima se detecta un marcado tránsito a condiciones más húmedas, con los valores isotópicos más ligeros de todo el intervalo estudiado (Fig. 8.4). A partir de la máxima expansión lacustre, se produce

una nueva progradación aluvial (M9) que concide, de forma general, con una evolución climática hacia una mayor aridez. Aunque la evolución general progradante propuesta para M9 refleja un importante momento de aridez que comienza en torno a 3 Ma, sí se reconocen dos máximos relativos más áridos que podrían corresponder con entradas terrígenas en las series de la transversal de Villalba Alta y San Blas. En cuanto a las evidencias de actividad tectónica, se reconocen abundantes SSDSs en los escasos afloramientos que existen, pequeñas discordancias o ligeros engrosamientos y evidencias de actuación de fallas como en la zona de Escorihuela.

A partir de todo ello se interpreta que la evolución de TN₅ responde, fundamentalmente, a la interacción entre causas climáticas y tectónicas sigue siendo activa en esta cuenca. La unidad se corresponde con una unidad fundamental en el sentido de González *et al.* (1988) y Pardo *et al.* (1989). No es posible argumentar con datos de peso con qué tipo de ruptura se corresponde si el límite B5 puesto que la serie localizada por encima es muy escasa.

Unidad genética 6 (TN₆), Villafranquiense final (~3,8 a ~2,1 Ma)

La unidad TN₆ se corresponde con los materiales neógenos más modernos estudiados y representa una megasecuencia retrogradante (M10) desde los materiales que se corresponden con B5 (Fig. 8.4). En principio esta unidad refleja una retrogradación (Fig. 3.37) posterior a la progradación relacionada con el límite B5, pero su espesor es muy pequeño, representando muy poco tiempo. Esta unidad aflora exclusivamente en la zona de Masada Cociero al norte de Teruel ligada al plano de la Falla de Con cud (Fig. 8.5).

8.3. PALEOGEOGRAFÍA

Se ha llevado a cabo una reconstrucción paleogeográfica para el sector norte de la Cuenca de Teruel que permite reconocer los principales cambios, zonas depósito y erosión, y el tipo de sedimentación dominante en cada zona en distintos intervalos temporales. Para ello, se han tomado como base los resultados de capítulos anteriores, no sólo la evolución megasecuencial, sino también la interpretación sedimentológica de los conjuntos de litofacies, las medidas de paleocorrientes, las transversales cronoestratigráficas, el marco tectónico y climático, y la cartografía de unidades genéticas (Fig. 8.5).

Dado que los límites de las unidades genéticas representan momentos de importantes cambios paleogeográficos y, además, tienen valor cronológico, se han empleado como horizontes temporales para el establecimiento de los esquemas. Se han tomado las localidades actuales como referencia para expresar mejor las dimensiones que alcanzó cada sistema.

Unidad TN1. Vallesiense inferior – Vallesiense medio (~11,2 a ~9,8Ma)

Se ha considerado como momento inicial la edad de los materiales inferiores de la unidad TN₁, que se presentan en muchos lugares directamente sobre las unidades mesozoicas que constituyen fondo de la cuenca. La estructura de la cuenca en este momento estaba caracterizada por un borde activo oriental, de orientación próxima a N-S, en el que se reconocen dos grandes dominios de fallas activas: al norte el

Sistema de Fallas de la Sierra del Pobo, con fallas de dirección NNW-SSE, y al sur la Falla de La Hita, con fallas de orientación próxima a NNE. Entre ambos, el área de Corbalán responde a una flexión monoclinual resultado de la existencia de fallas en profundidad que deforman materiales más superficiales y dibujan un área deprimida relativamente.

Durante este estadio (Fig. 8.6a) existía en la zona central de la cuenca un sistema lacustre carbonatado-evaporítico de carácter somero, de mayor extensión en la dirección del eje longitudinal de la cuenca, rodeado por una orla palustre. La mayor parte de las facies esencialmente evaporíticas se localizaba hacia el sur, entre Cuevas Labradas y Tortajada, aunque ligeramente desplazadas hacia el este, donde el sustrato de la cuenca eran las unidades evaporíticas triásicas. El depósito de facies estrictamente carbonatadas, que representan la máxima expansión del sistema lacustre en este tiempo, dominó hacia el norte, entre Cuevas Labradas y Peralejos. Fuera de este sistema dominó la sedimentación aluvial, con abanicos aluviales, procedentes tanto del este como desde el oeste, con amplias llanuras lutíticas que ocuparon zonas centrales, conectando con el lago. Localmente, existieron abanicos aluviales de corto desarrollo (CDL) procedentes de los relieves intracuencales como el de las cercanías de Concud, que se dirigió hacia el NE.

Los abanicos procedentes del margen activo se dirigían hacia el oeste y se localizaban en relación con zonas donde existía una importante diferencia de relieve respecto a la cuenca. Los localizados más al sur, en la zona de Valdecebro (VC) o Corbalán (CO), se caracterizaban por presentar mayor desarrollo longitudinal (asociación LDL), mientras que los que arrancaban desde la Sierra del Pobo (SP), fueron de dimensiones más reducidas (CDL).

En el margen pasivo se reconocen tres grandes sistemas aluviales para este periodo: La Guea, al sur (LG), Palomera (PA) y Lidón (LI). Dada su posición y las características de sus facies, especialmente la litología de los clastos y una marcada organización interna, el primero de ellos, procedería de los Montes Universales, presentando una importante longitud. Los más septentrionales, tanto el de Sierra de Palomera (PA) como el de Llanos de Lidón (LI) aprovecharían las depresiones topográficas relacionadas con etapas de estructuración previa de la cuenca para acceder hasta ella (Fig. 8.6a). De esta manera, los sinclinales actuarían como paleovalles, canalizando los aportes, que se expandirían en la cuenca una vez perdido el confinamiento. Teniendo en cuenta las asociaciones de facies reconocidas, que se corresponden con sectores aluviales medios y distales, así como la composición de los cantos (jurásicos, triásicos y paleozoicos) y direcciones de paleocorrientes, el área fuente no pudo encontrarse en el actual relieve de Sierra Palomera. Lo más probable es que se situase más hacia el oeste, en algún relieve que actualmente se localiza en el fondo de la Fosa del Jiloca, donde se han reconocido paleorrelieves constituidos por facies Muschelkalk y Buntsandstein en la zona de Singra. La presencia de cantos de cuarcita podría indicar, incluso, procedencia de los relieves de la Sierra de Albarracín, hipótesis perfectamente viable si se consideran la orientación y dimensiones de los pliegues alpinos en esta zona.

Como consecuencia de la etapa de deformación relacionada con la megasecuencia M1 se produjo una progradación generalizada de los sistemas aluviales que provocó la retracción del lago central (Fig. 8.6b). En la zona de Peralejos y Alfambra, el lago es reemplazado por una zona palustre. En el margen activo se generó subsidencia por la actuación de estructuras tectónicas previas y de nuevas fallas, incluso en el interior de la cuenca. Aparece un nuevo segmento de fallas en la zona de Peralejos (Falla de Peralejos), de orientación NNE, y en relación con ella un nuevo sistema aluvial (PE) de tipo CDL que drenaba hacia el noroeste, interfiriendo sus zonas distales con las de los abanicos procedentes de la Sierra del Pobo de dirección más E-W. La propagación de este nuevo segmento de fallas hasta interferir

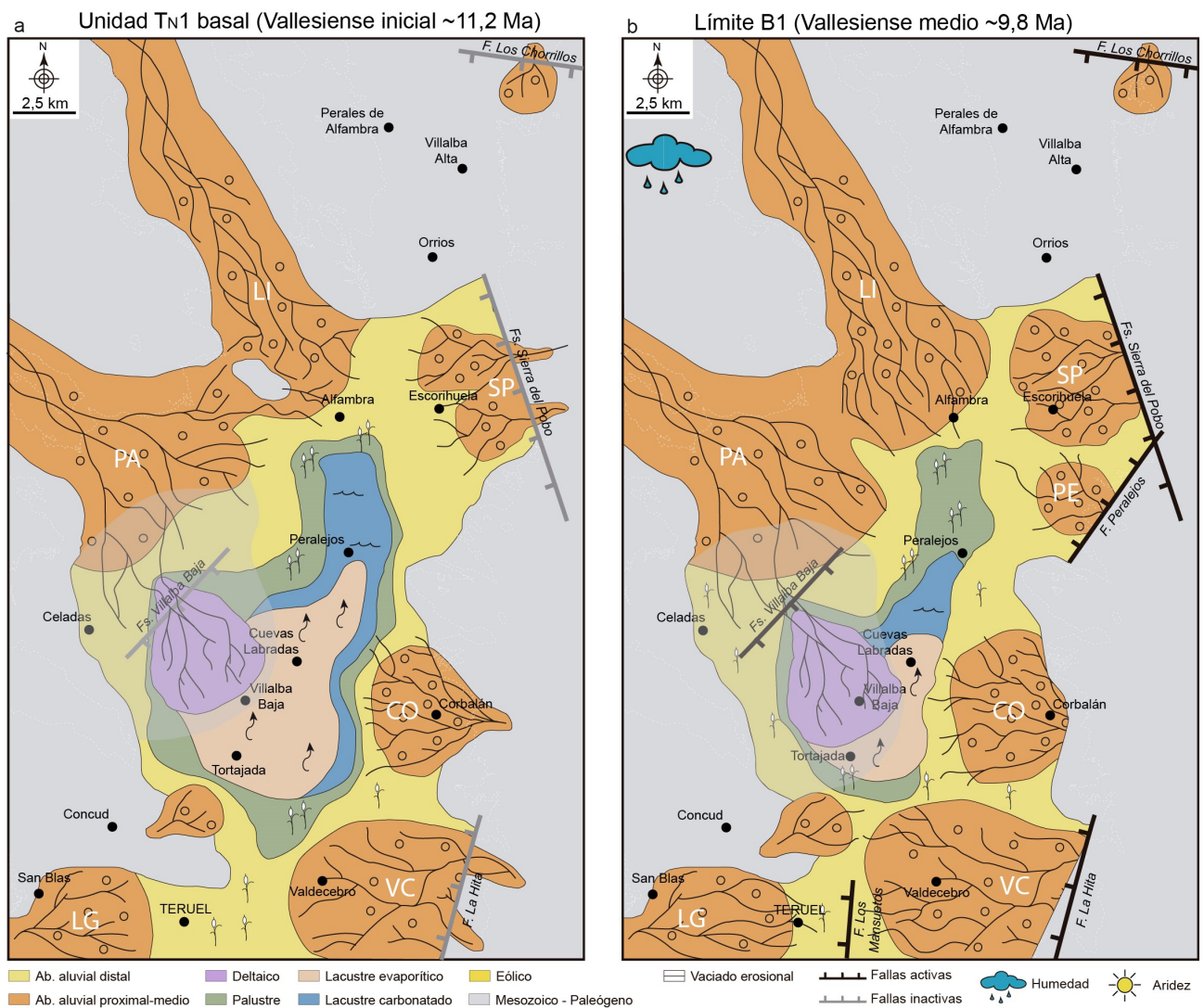


Fig. 8.6. (a) Esquema paleogeográfico para el inicio del depósito en la cuenca; parte basal de la unidad T_N1. (b) Esquema paleogeográfico para el techo de la unidad T_N1. La zona difuminada en gris es interpretativa al no existir afloramiento.

con el de la Sierra del Pobo, creó además una zona muy subsidente en la zona oriental, y provocó un cambio de la distribución de las corrientes de los abanicos procedentes del oeste, el de Lidón y el de Palomera, pasando las paleocorrientes de un patrón radial, a muy poco dispersas y W-E debido a que los cursos aluviales se dirigieron preferentemente hacia la zona más deprimida. Como consecuencia del cambio en el nivel de base por incremento de la subsidencia, se produjo, además, un aumento la capacidad erosiva de los canales desarrollándose marcadas geometrías en V (Figs. 3.16 y 6.18). En el área más meridional, en torno a Teruel, alguna de las estructuras tectónicas de la zona de Los Mansuetos comenzó su actividad en este momento creando mayor espacio de acomodación locamental en las zonas centrales de la cuenca.

Unidad TN2. Vallesiense medio – Turolense inferior (~9,8 a ~8,4Ma)

Tras la máxima progradación aluvial relacionada tiene lugar una expansión del sistema lacustre, mayor en el eje longitudinal de la cuenca (Fig. 8.7a), estando este cambio representando en el límite B1. Los sistemas aluviales retrogradan quedando los del margen pasivo restringidos a zonas muy próximas a los relieves jurásicos, mientras que los del margen activo se disponen en *onlap* hacia el este y fosilizan las principales fallas generadas durante el estadio anterior. Durante este periodo el margen activo no sufrirá

ninguna modificación apreciable, de manera que no se reconocen movimientos significativos en relación con ninguna de las estructuras principales allí presentes.

Hacia el norte, el lago central se extiende más allá de Peralejos, desplazando la orla palustre a las inmediaciones de Alfambra, donde adquiere un mayor desarrollo areal debido a la marcada retrogradación de los sistemas aluviales de Lidón, al oeste, y Sierra del Pobo, al este (Fig. 8.7a). Durante este estadio, el sistema lacustre alcanza en esta zona una importante anchura y hacia el sur se extiende hasta las inmediaciones de Teruel debido a la importante retrogradación experimentada por el abanico de Valdecebro especialmente, si bien la existencia de cuerpos evaporíticos engrosados sugiere que también pudo resultar de la génesis de nuevas áreas deprimidas en el entorno de Los Mansuetos debido a la actuación de estructuras intracuencales que generó zonas más deprimidas en la fase tectónica anterior. Las facies lacustres en esta zona son predominantemente evaporíticas a diferencia de lo que ocurre en el norte (Fig. 8.7a).

En relación con la parte superior de la unidad TN₂ los sistemas aluviales vuelven a progradar siendo la progradación de los sistemas orientales más evidente que la de los occidentales (Fig. 8.7b). La distribución de asociaciones de facies y paleocorrientes indica que estos sistemas accedían a la cuenca por las mismas zonas que durante el estadio anterior. La progradación de los abanicos procedentes del margen oriental de la cuenca (SP, PE, CO y VC) fue muy acusada, controlando la extensión de la zona ocupada por el lago y produciéndose un tránsito brusco entre facies aluviales y lacustres. Las llanuras lutíticas de los abanicos de Lidón y de la Sierra del Pobo (al norte), así como los de La Guea y Valdecebro (al sur) conectaron, de manera que el lago central desapareció en dichos sectores, quedando restringido entre Tortajada y Peralejos (Fig. 8.7b). Existió una zona dominada por la sedimentación salina entre Tortajada y Cuevas Labradas, y tanto hacia norte como hacia el sur, se desarrollaron áreas lacustres carbonatadas, con orlas palustres, que representan la mayor expansión y dilución del sistema en este episodio.

Como se ha expuesto anteriormente, no se ha reconocido ninguna modificación en la configuración estructural de la cuenca en para este momento, por lo que se interpreta el cambio en relación con un aumento de aridez, con laderas menos vegetadas y mayor transporte de material hasta áreas centrales de la depresión.

Unidad TN₃. Turolense inferior – Turolense medio (~8,4 a ~6,1 Ma)

En relación con esta unidad la cuenca experimenta uno de los mayores cambios paleogeográficos de todo el periodo estudiado, produciéndose, tras la progradación aluvial anterior una gran expansión lacustre (Fig. 8.8a) relacionadas ambas con el límite B2; a ésta le sigue la mayor progradación aluvial reconocida en este trabajo, que estará ligada al límite B3.

La expansión lacustre tuvo un claro control climático, con un cambio hacia condiciones más húmedas; en esta etapa los márgenes lacustres se sitúan próximos a los bordes de la cuenca. Así, hacia el norte el lago alcanza prácticamente los paleorelieves de Puente de la Venta, mientras que al sur se expandió más allá del límite del área estudiada y presentó importante extensión lateral, llegando incluso a disponerse sobre los materiales jurásicos del borde de la cuenca en la zona de Celadas (Fig. 8.8a). Los abanicos aluviales retrogradan durante esta etapa y las facies aluviales cubrieron los relieves jurásicos y fosilizaron fallas anteriormente activas, especialmente en el margen oriental. Entre algunos abanicos se desarrollan zonas palustres hasta los bordes de la cuenca, como entre los de Lidón-Palomera, Peralejos-

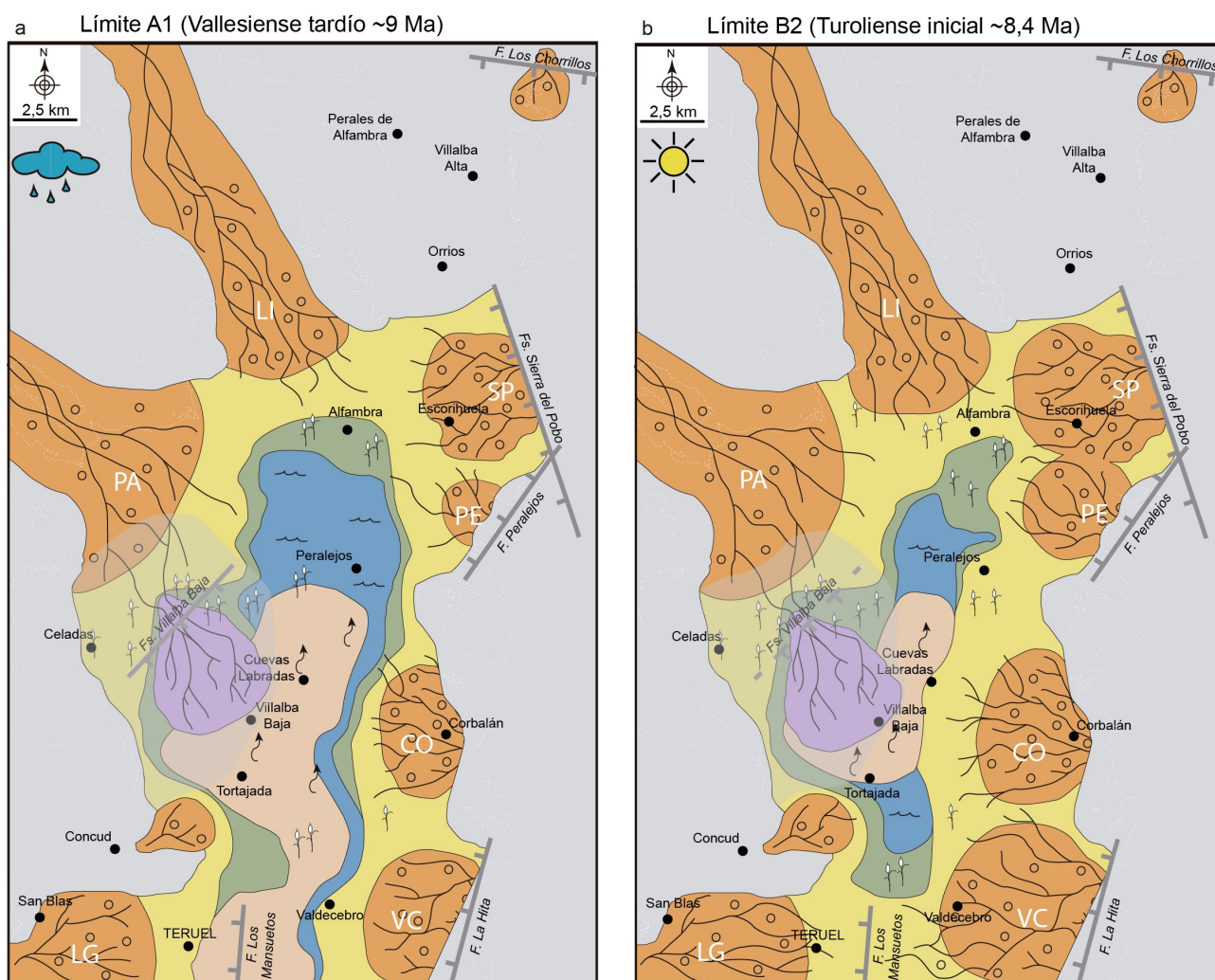


Fig. 8.7. (a) Esquema paleogeográfico para la parte media de la unidad T_{N2} ; a techo de la megasecuencia 2. (b) Esquema paleogeográfico para el techo de la unidad T_{N2} . La zona difuminada en gris es interpretativa al no existir afloramiento.

Corbalán y Corbalán-Valdecebro. Una extensa orla palustre permanece entre el lago y las zonas distales de los abanicos aluviales, siendo más patente a lo largo del sector occidental desde Peralejos al sur de Villalba Baja. Debido al mayor espacio de acomodación que presenta esta zona por la actuación de fallas intracuencales (e.g. Falla de Villalba Baja) en ella se desarrolla un sistema deltaico en el margen occidental del lago salino, alimentado desde el oeste.

En relación con la parte superior de la unidad T_{N3} se produce una importante fase tectónica que reconfigura completamente el borde activo de la cuenca. Se interpretan desplazamientos de fallas en todos los dominios existentes y además se forman estructuras nuevas, preferentemente de orientación NNE a NE. Además, durante este periodo se produce una importante etapa de aridez sumándose los efectos de clima y tectónica. Como respuesta a estos cambios, especialmente en el relieve, se produce una progradación los sistemas aluviales que existían en la fosa y se generan otros nuevos (Fig. 8.8b). La progradación máxima se registra en relación con la parte superior de T_{N3} (Megasecuencia M5) y se comprueba que la progradación es sincrónica al desarrollo de depocentros locales, especialmente en la zona oriental, de manera que en el entorno de las fallas de Peralejos y Tortajada se reconocen engrosamientos relacionados con discordancias progresivas y surcos locales; en la zona de las fallas de la Cueva del Tinajo, Peralejos y Cerillares, en una posición intracuenal, la situación es muy similar.

El basculamiento que sufre la cuenca hacia el este por actuación de las fallas, genera nuevas áreas de depósito y la progradación de los sistemas de Lidón y Palomera, procedentes del oeste que,

además, cubren mayor extensión en los paleorelieves júrasicos. Un nuevo sistema aluvial (abanico de Celadas, CE) accede a la cuenca en este momento, e interfiere con el sistema deltaico de Villalba Baja. Más al sur, el abanico de La Guea, en la zona de San Blas, experimenta tan solo un ligero avance, probablemente al encontrarse su sector proximal muy lejos de la influencia de las estructuras activas.

En el margen activo los abanicos de la Sierra del Pobo también progradan. Un cambio importante en esta zona es la activación de la falla antitética de Orrios que tendrá un papel fundamental en la evolución posterior de la cuenca. En el dominio de falla de Peralejos, la actividad es importante, formándose, por ejemplo, la discordancia progresiva del Barranco Hondo (ver capítulo 6.1) y teniendo lugar la rotura del plano de falla hacia el sur, en las proximidades del Barranco del Peral; ello crea un importante espacio de acomodación y un engrosamiento de los depósitos aluviales medios y distales del abanico de Peralejos, si bien éstos progradan finalmente (Fig. 8.8b). Del mismo modo, más hacia el sur, se produce la activación de la falla del Barranco de la Cueva del Tinajo de dirección NNE, casi paralela al borde de cuenca. El desplazamiento de esta estructura forma un pequeño surco o *graben* intracuenca que actúa también como depocentro en el que se deposita una potente sucesión de depósitos lacustres de carácter terrígeno; este surco se prolonga hacia el sur como un engrosamiento que incluye una leve discordancia angular en el Barranco del Peral. También se activó alguna estructura en la zona de Cuevas Labradas durante este periodo, como consecuencia de lo cual se produce exposición subaérea y brechificación en las calizas lacustres y se genera un vacío erosional a techo de la megasecuencia M4, al quedar en un bloque levantado.

A pesar de todo lo anterior el cambio más notable, y con consecuencias importantes para la evolución de la cuenca, es la activación de la Falla de Tortajada, que se sitúa en el interior de la cuenca y configura un nuevo margen (Fig. 8.8b). El bloque de Corbalán pasa de este modo a ser área fuente y el sistema aluvial existente en dicha zona se subdivide en dos abanicos, uno drena hacia el noroeste y otro al sureste, quedando entre ambos el nuevo relieve formado. Desde el escarpe de falla se generan abanicos aluviales tipo CDL hacia la cuenca, con área fuente en depósitos neógenos y mesozoicos que han quedado en el bloque levantado.

En la zona central, ligado la Falla de Tortajada, la formación de varias fallas da lugar a un sistema de *horsts* y *grabens* que favorece la acumulación local de un importante espesor de materiales conglomeráticos. Las diferencias topográficas y de basculamiento de los distintos bloques genera el vaciado erosivo de parte de la serie que queda elevada y posteriormente una leve discordancia angular. En el entorno de la Laguna de Tortajada y Cerro de los Aldabades, los depósitos lacustres afectados por los movimientos de las fallas están muy basculados y forman sutiles discordancias internas y discordancias progresivas, sobre las que se disponen en discordancia angular los depósitos distales de los abanicos de Tortajada que forman parte de M5. La deformación progresiva de los depósitos lacustres junto con la intensa deformación interna que muestran en otras partes de la cuenca, indica que han registrado la etapa de aceleración tectónica (apartado 6.1).

En la zona meridional de la cuenca, también se activó durante este periodo el sistema de fallas de La Hita. La serie se engrosa hacia el este, y las paleocorrientes indican, que la progradación del abanico de Valdecebro fue próxima a E-W, viéndose las corrientes redirigidas debido a la influencia del bloque elevado de Corbalán. Añadido a esto, la Falla de Teruel o las estructuras occidentales de Los Mansuetos también registraron actividad en esta fase, generando espacio de acomodación y engrosamiento de la serie en esta área.

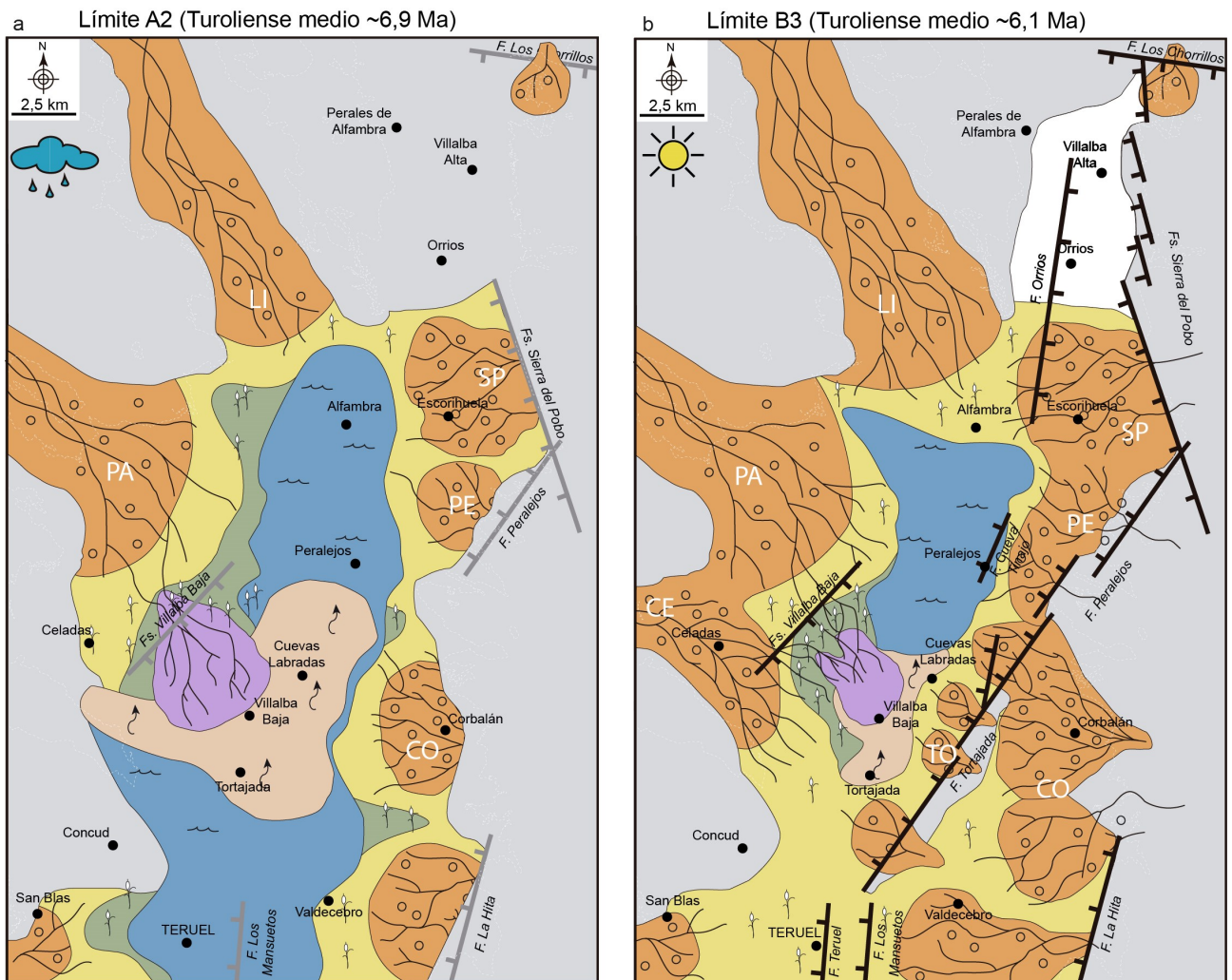


Fig. 8.8. (a) Esquema paleogeográfico para la parte media de la unidad T_{N3} ; a techo de la megasecuencia 4. (b) Esquema paleogeográfico para el techo de la unidad T_{N3} .

El lago, a pesar de la retracción que experimenta, quedando reducido a una franja central alargada entre Tortajada y Peralejos, mantiene unas dimensiones considerables en muchos lugares (Fig. 8.8b). Hacia el sur domina una sedimentación más salina que hacia el norte y la importante influencia aluvial hace que la sedimentación lacustre sea más terrígena durante este periodo.

Unidad T_{N4} . Turolense medio – Rusciniense tardío (~6,1 a ~3,7 Ma)

La reconfiguración estructural producida en la etapa anterior amplía la extensión de la cuenca, hacia el borde occidental en la zona de Celadas, y longitudinalmente hacia el norte, pasando a ser zona subsidente el transecto desde Orrios hasta Los Alcamines. Con posterioridad a la máxima progradación descrita en el apartado anterior, tiene lugar una nueva retracción de los sistemas aluviales y gran parte de la zona es finalmente ocupada por sedimentación lacustre; este cambio se relaciona con el límite B3. Una etapa de actividad tectónica posterior dará lugar a una nueva reorganización paleogeográfica, de manera que la cuenca se independiza en distintas áreas de depósito.

Durante la expansión lacustre inicial domina la sedimentación carbonatada quedando muy localizadas (zona de Tortajada) las facies salinas, próximas al plano de falla (Fig. 8.9a). El basculamiento del bloque de Corbalán hacia el este durante la etapa de actividad tectónica anterior y el cambio de dirección de los abanicos procedentes de esa zona tanto hacia el norte, como hacia el sur, provoca que las

aguas de escorrentía que discurren sobre los materiales triásicos del margen este no lleguen directamente al lago, siendo evacuadas tanto hacia el norte como hacia el sur, y reduciéndose considerablemente la salinidad de este lago.

El lago se extiende desde Teruel hasta Villalba Alta, con mayor anchura en la zona central, donde alcanza los relieves de Sierra Palomera, y su margen se localiza próximo al plano de la Falla de Tortajada. En la zona occidental, los abanicos de La Guea y Celadas retroceden considerablemente, reconociéndose sólo sus sectores distales (Fig. 8.9a). Lo mismo ocurre con el sistema deltaico de Villalba, probablemente debido a una importante reducción de los aportes desde el oeste. Los abanicos de Palomera y Lidón también retrogradan. En el margen oriental, la situación es similar, de manera que los abanicos de Sierra del Pobo, Peralejos, Corbalán y los pequeños abanicos del escarpe de falla de Tortajada retroceden considerablemente sincrónicamente a la expansión lacustre.

Hacia el norte el lago se extiende hasta la zona de Villalba Alta (Fig. 8.9a) y en el momento de máxima expansión llega a sobrepasar los paleorelieves jurásicos situados al oeste. Las orlas palustres son poco representativas, a excepción de lo que ocurre en el entorno de Escorihuela, Orrios y Villalba Alta; en el resto de la cuenca el tránsito entre sectores aluviales distales y lacustres fue brusco.

En el entorno del sistema de fallas de la Sierra del Pobo, al sureste de Alfambra, y como se demuestra también a partir de sondeos en la zona de Orrios-Villalba Alta, la serie muestra un notable engrosamiento, debido a la colmatación del surco generado en la etapa tectónica anterior entre las fallas del sistema del Pobo y la antitética de Orrios. En el cierre norte, a partir del nuevo escarpe de Falla de Los Alcamines, se instaura un abanico aluvial de corto desarrollo y orientación E-W que interfiere con el de Perales de Alfambra. Este abanico desmantela depósitos neógenos previos al Vallesense.

En relación con la parte superior de la unidad TN₄ se produce una nueva importante etapa tectónica; el sistema de fallas de Orrios-Los Alcamines se reactiva y se forman nuevas estructuras, como las fallas de Concud o Valdecebro, preferentemente de orientación W-NNW. Esta etapa de actividad podría corresponder con la denominada por varios autores "Fase Tectónica Iberomanchega 1" (Simón, 1982).

Como consecuencia, se modifica de forma importante la configuración paleogeográfica y la cuenca queda compartimentada en distintas áreas subsidentes generándose nuevos depocentros: i) el bloque hundido de la Falla de Concud, que pertenece a la recién creada Fosa del Jiloca; ii) la Depresión de Valdecebro, debido a la actuación combinada de las fallas de Valdecebro y La Hita; y iii) el surco existente desde Escorihuela hasta Los Alcamines, al pie del sistema de fallas de la Sierra del Pobo (Fig. 8.9b). Los sistemas aluviales progradan y el cambio más relevante es que el gran lago Rusciniense desaparece, quedando restringida la sedimentación lacustre a las zonas más subsidentes que, debido a la nueva configuración estructural, a partir de este momento nunca vuelven a estar conectadas, y a una estrecha franja en la zona central limitada por la progradación aluvial.

En la zona meridional, una zona palustre-lacustre muy somera queda restringida en una pequeña cubeta ligada a los planos de las fallas de Concud y Teruel, a la que llega el abanico aluvial de San Blas de procedencia más noroesteada que el de La Guea (Fig. 8.9b). Las asociaciones de facies reconocidas, atribuibles a sectores aluviales medios-distales, los cantos de origen paleozoico y las escasas paleocorrientes medidas, indican que se trataba de un abanico de tipo LDL que provenía del oeste. Teniendo en cuenta la situación actual de los relieves paleozoicos y que la configuración de este margen de cuenca no se ha modificado notablemente desde entonces, el área fuente de este sistema aluvial se

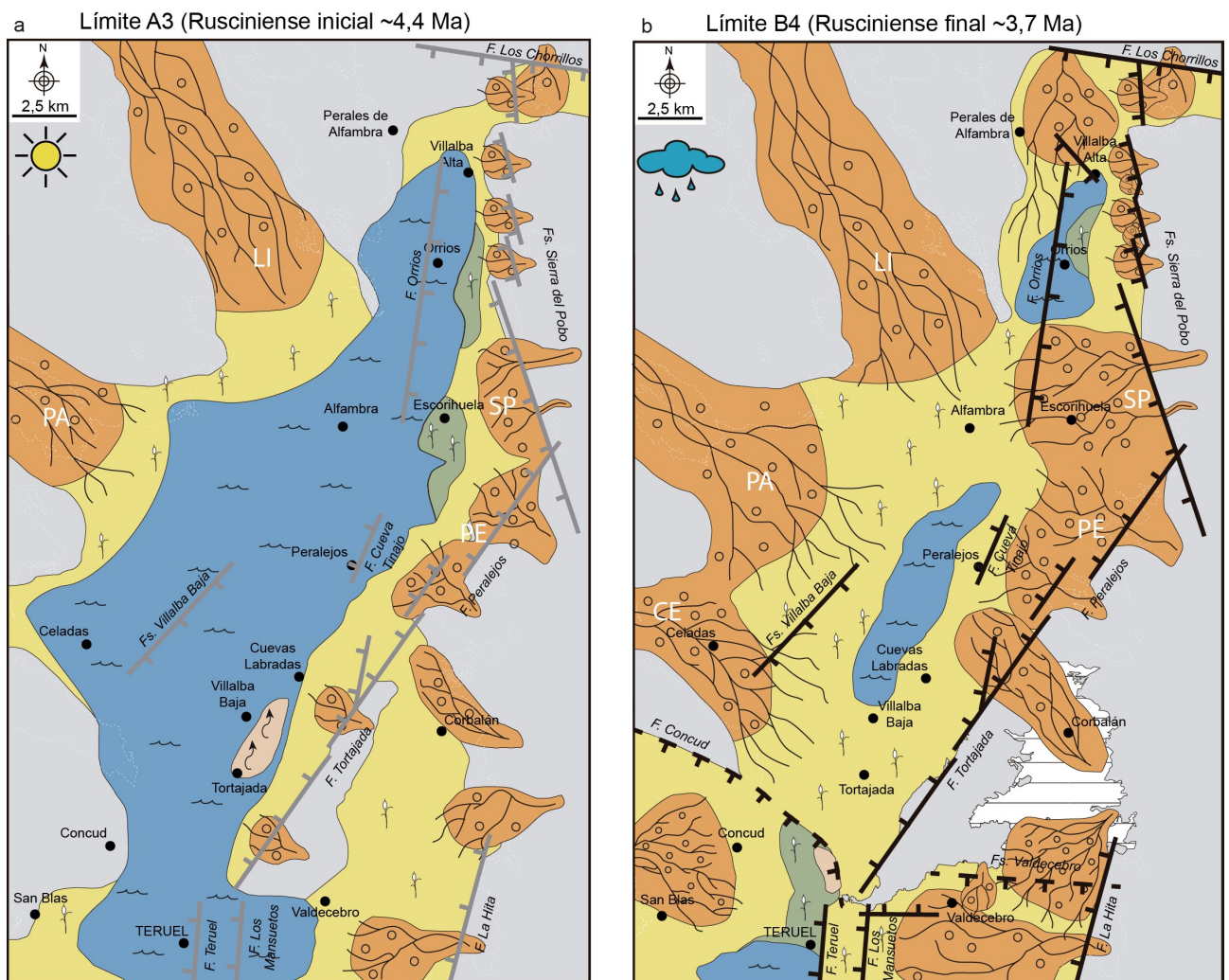


Fig. 8.9. (a) Esquema paleogeográfico para la parte superior de la unidad T_{N4}; a techo de la megasecuencia 6. (b) Esquema paleogeográfico para el techo de la unidad T_{N4}.

localizaría en los Montes Universales. Al este, el sistema aluvial de Valdecebro progradó hasta zonas muy centrales en dirección E-W condicionado por la existencia de la Falla de Valdecebro al norte; sistemas aluviales procedentes del bloque levantado de Corbalán actuaban como aportes transversales al sistema principal.

En la zona central la mayor parte de los materiales correspondientes a esta etapa han sido erosionados por la red fluvial actual durante el Cuaternario. Únicamente existe registro en la zona de Tortajada y Celadas y a partir de ello se reconoce una progradación de los abanicos de Celadas, Palomera y Corbalán (Fig. 8.9b). En este caso, la progradación pudo ser menos brusca debido a que la formación durante este episodio de la Fosa del Jiloca redujo sus áreas de captación y la cantidad de material transportable a la Fosa de Teruel. En el margen oriental, los abanicos de la Sierra del Pobo y Peralejos progradan bruscamente y desaparecen las escasas áreas palustres (Fig. 8.9b). En relación con una falla localizada muy próxima al borde de cuenca, se produce un engrosamiento de la serie lacustre sintectónica. La potencia que presenta la serie lacustre, de características terrígenas, es muy superior a la reconocida en otras partes de la cuenca, por lo que podía estar reflejando el aumento localizado de la subsidencia por la actividad de esta falla. En el momento de mayor intensidad de la deformación se produciría la rotura y una progradación aluvial posterior.

En el sector norte se desarrolló en el surco N-S una zona lacustre muy somera confinada a la zona oeste, contra el paleorelieve de Santa Ana (Fig. 8.9b). Durante la etapa de máxima progradación liagada al

límite B4, esta zona fue reemplazada por áreas palustres y aluviales distales. A partir del escarpe de falla del sistema Orrios-Los Alcamines, hacia el centro de la cuenca se instauran nuevos abanicos aluviales de tipo CDL que continúan aportando materiales a la cuenca desde la Sierra del Pobo. La relación cronológica entre abanicos procedentes de los segmentos de falla de dirección NNW y los procedentes de los segmentos NNE, apuntan a que la actividad tectónica se fue propagando de forma gradual, configurando finalmente un borde de cuenca único. En la zona de Villalba Alta se genera una falla de dirección NNW que origina una pequeña depresión; ésta se rellena por materiales del sistema aluvial de Perales de Alfambra, procedente del norte (Fig. 8.9b), alcanzando sus partes más distales el área de Orrios.

Durante esta etapa de progradación aluvial generalizada la tendencia climática es hacia mayor humedad por lo que en este caso los efectos de tectónica y clima se verían contrarrestados, quizá es por ello que la máxima progradación aluvial en relación con B4 no fue tan brusca como en el caso de B3.

Unidad TN₅. Rusciniense tardío – Villafranquiense tardío (~3,8 a ~2,1 Ma)

En el centro de la cuenca, en el entorno de Villalba Baja y Cuevas Labradas, se han reconocido depósitos lacustres (Fig. 8.10a) que indican que, al menos localmente, existió un sistema lacustre muy somero.

Al sur de la Falla de Conclud, el abanico de San Blas, del que solo se reconocen sus partes distales, retrogradó y se amplió la zona palustre. Al este, en la Depresión de Valdecebro, el abanico principal retrogradó.

En la zona de Escorihuela, al norte de la fosa, se instala un sistema eólico (Fig. 8.10a). Su localización y las direcciones inferidas para el paleoviento (del W al E) indican que corrientes eólicas procedentes del oeste, pudieron quizá acceder ahora a la cuenca debido a la existencia de un bajo relativo en el margen pasivo por la formación de la Falla de Palomera, en la Fosa del Jiloca, durante la fase tectónica anterior. Como consecuencia parte de los relieves que actuaban como barrera topográfica se hundieron permitiendo el paso de las corrientes eólicas. Los abanicos de la Sierra del Pobo retrogradan en este momento favoreciendo la acumulación de facies eólicas que se depositan debido a una deceleración del viento al chocar contra el escarpe de falla de la Sierra del Pobo. En este periodo, continúa un sistema lacustre-palustre en la depresión formada en las inmediaciones de Orrios, cuyas zonas más internas se localizaron entre Orrios y Villalba Alta (Fig. 8.10a).

A partir de este momento, y a lo largo del resto del Villafranquiense, se produce un desmantelamiento del relleno de la cuenca, aunque localmente nuevos abanicos aluviales como el de Gea acceden a la misma y dan lugar al sistema de glacia villafranquiense en relación con el límite megasecuencial B5. Los sistemas aluviales previos, como el de la Sierra del Pobo, Perales de Alfambra y Valdecebro vuelven a progradar hacia el centro de la cuenca (Fig. 8.10b). En la zona de Conclud un nuevo abanico de largo desarrollo procedente del NW irrumpe en la cuenca procedente de la Sierra de Albarracín y la zona palustre queda restringida a la zona localizada en el entorno del plano de falla.

Se reconocen distintos abanicos de corto desarrollo en los relieves como La Muela al oeste de Teruel, al norte de Corbalán, o en las proximidades de los Llanos de Lidón, en el sector septentrional de la cuenca (Fig. 8.10b).

La evolución de M9 y el límite B5 parecen estar relacionados con causas tectónicas y un cambio a condiciones más áridas. Se ha reconocido evidencias de actividad tectónica: i) engrosamientos de la serie

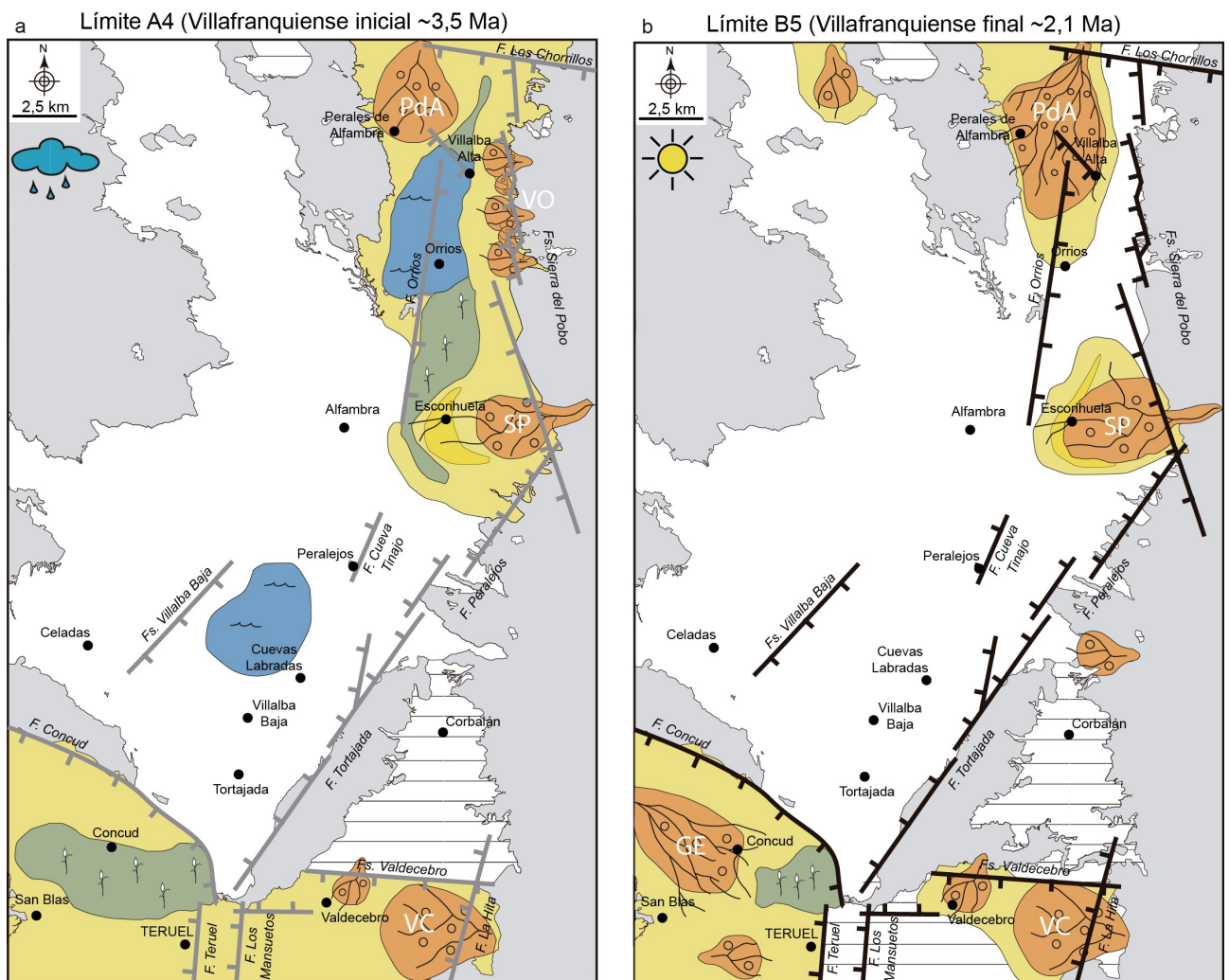


Fig. 8.10. (a) Esquema paleogeográfico para la parte inferior de la unidad T_{N5} ; a techo de la megasecuencia 8. (b) Esquema paleogeográfico para el techo de la unidad T_{N5} .

en la Falla de Villalba Alta; ii) engrosamiento y presencia de SSDSs en la serie de la cubeta de Conclud; y iii) discordancia angular en el entorno de Escorihueta ligada al sistema de fallas de la Sierra del Pobo que permite la preservación de las facies eólicas generadas en la etapa anteriores.

Unidad T_{N6} . Villafranquiense tardío (~2,1 a ~1,8 Ma)

Los únicos sedimentos de esta edad conservados en el área de estudio se limitan a un pequeño afloramiento en la zona de Conclud a partir de los que se puede establecer que en esta área permaneció la sedimentación palustre, al menos durante el breve intervalo que representan los depósitos conservados. Teniendo en cuenta la localización actual de los cursos de los ríos Alfambra y Guadalaviar, que pasan por la zona interpretada como cubeta endorreica en esta etapa, se puede asumir que el paso al exorreísmo del sector estudiado y la apertura hacia el Mediterráneo tuvo que ser posterior, más avanzado el Pleistoceno.

8.4. MODELO DE CUENCA EN SEMIGRABEN CON MARGEN ACTIVO EN ZIGZAG

8.4.1. Cuenca de tipo *semigraben*

La asimetría estructural de cuencas extensionales de tipo *semigraben* queda reflejada en numerosos modelos sedimentarios, especialmente cuando se trata de cuencas continentales endorreicas (e.g. Frostick y Reid, 1987; Leeder y Gawthorpe, 1987). En estas situaciones es común que exista diferente suministro de material sedimentario desde los márgenes como consecuencia de la distinta configuración del margen pasivo y el activo. Desde el primero se desarrollan abanicos aluviales de alta eficacia de transporte y amplio desarrollo longitudinal, mientras que desde el margen activo son sistemas de corto desarrollo los que aportan materiales (Fig. 8.11). Ambos tipos de abanicos aluviales drenan hacia un sistema lacustre central con profundidad variable en función de la relación aporte/subsidencia/aportes de agua (e.g. Leeder y Gawthorpe, 1987; Scholz y Rosendahl, 1990). Por lo general, la arquitectura estratigráfica en estas cuencas se complica debido a la presencia de estructuras tectónicas intracuencales que condicionan las características, evolución, dirección de transporte de los sistemas sedimentarios y distribución de las asociaciones facies en cada zona (e.g. Leeder y Gawthorpe, 1987; Gawthorpe y Leeder, 2000). La subsidencia tectónica en este tipo de cuencas genera un surco adosado al margen activo que limita el desarrollo longitudinal de los sistemas aluviales procedentes dicho margen, y conlleva un desplazamiento de los depocentros lacustres hacia el mismo (Fig. 8.11, Leeder y Gawthorpe, 1987).

Los materiales analizados en la Cuenca de Teruel presentan la distribución característica de las cuencas de *semigraben*, con depósitos aluviales en las zonas más próximas a los márgenes y depósitos lacustres centrales. Todo ello se refleja en la cartografía de asociaciones de litofacies y los paneles de correlación. Se constata que los sectores aluviales proximales se encuentran en los bordes de la cuenca, pasando a sectores medios y distales hacia áreas más centrales. En el margen activo dominan abanicos cortos procedentes de la Sierra de El Pobo, con un rápido tránsito entre sectores proximales y distales. En relación con el margen pasivo se reconocen exclusivamente los sectores medios y distales de abanicos que, con mayor desarrollo longitudinal, procedían de la Sierra de Albarracín o de algún relieve situado actualmente enterrado en la Fosa del Jiloca. Las asociaciones de facies lacustres carbonatadas y evaporíticas se distribuyen por la zona central de la cuenca, si bien se encuentran ligeramente desplazadas hacia el margen activo, donde muestran mayor desarrollo y continuidad vertical; hacia el margen pasivo se desarrollan extensas orlas palustres que se interdigitan ampliamente con litofacies aluviales distales de los abanicos occidentales. En el área de Tortajada el predominio de litofacies dominadas por yesos, se relaciona con el hecho de que las aguas de escorrentía drenarían evaporitas triásicas.

El desarrollo y actuación de estructuras intracuencales dejó su impronta en la zona de Villalba Baja y Escorihuela, difiriendo la Cuenca del Teruel del modelo clásico al desarrollarse, al menos durante algún tiempo un sistema deltaico y un sistema eólico, respectivamente. Las fallas intracuencales localizadas al noroeste de Villalba Baja facilitaron en esa zona el ascenso de aguas subterráneas procedentes del acuífero jurásico cargadas en carbonato, y generaron espacio de acomodación para permitir el desarrollo y preservación de facies deltaicas. En la zona de Escorihuela, existen depósitos eólicos en las zonas interabanico ligados al borde activo. Ello es en parte debido a la existencia de una barrera estructural que

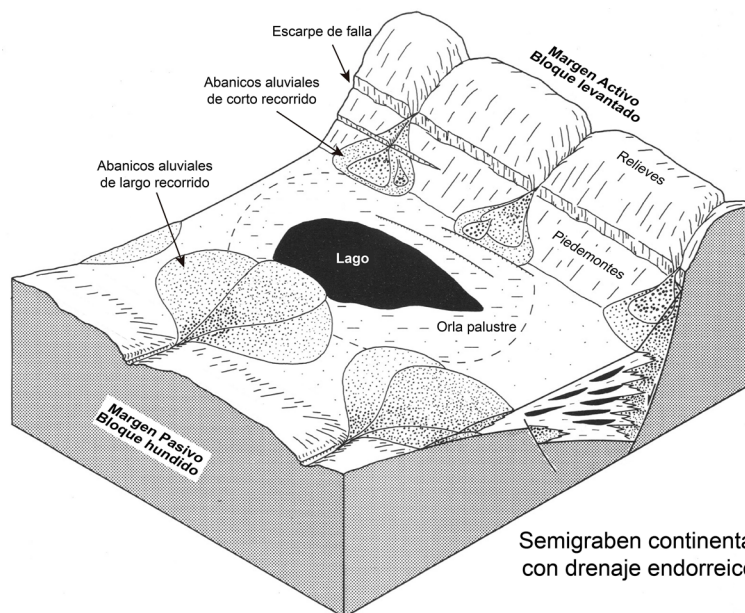


Fig. 8.11. Modelo sedimentario en cuencas asimétricas continentales endorreicas. (Modificada de Leeder y Gawthorpe, 1987)

frenó el viento procedente del oeste, pero también, a la actuación sinsedimentaria de fallas en el interior de la cuenca, que favoreció la conservación de estas facies y la fosilización del depósito por materiales aluviales resistentes a la erosión procedentes del margen activo.

8.4.2. Margen activo de tipo zigzag

El modelo tectosedimentario que puede construirse para la evolución del margen activo de la Cuenca de Teruel a partir de los datos expuestos, es consistente con los modelos numéricos, analógicos o naturales de crecimiento, propagación y unión de fallas normales en márgenes extensionales activos (Cartwright *et al.*, 1995; Willemse *et al.*, 1996; Crider y Pollard, 1998; Walsh *et al.*, 1999; Gupta y Scholz, 2000). En los últimos años se han propuesto muchos modelos enfocados a explicar la evolución integrada de los márgenes activos, estableciéndose cómo es la interacción entre los sistemas de fallas y la distribución de los sistemas de depósito (Leeder y Gawthorpe, 1987; Jackson y Leeder, 1994; Gawthorpe *et al.*, 1997, 2003a; Gawthorpe y Leeder, 2000; Dawers y Underhill, 2000; Paola *et al.*, 2001; Jackson *et al.*, 2002, 2006; Pascucci *et al.*, 2006). Estos últimos trabajos buscan caracterizar las variaciones espaciales de los dispositivos sedimentarios en relación con la geometría de fallas, centrándose especialmente en lo que sucede en las zonas de enlace o relevo.

Así, la evolución de un margen activo extensional formado por distintos segmentos de falla se resume en tres etapas: iniciación (con segmentos de fallas aislados), interacción y *linkage* (propagación y unión de los segmentos de falla), y *clímax* (conexión total de los segmentos en una zona de falla única) (Fig. 8.12). En cada una de estas etapas la arquitectura interna y la distribución de los sistemas sedimentarios está condicionada por la geometría y desplazamiento de cada segmento de falla individual, así como por la interferencia con los segmentos próximos.

Durante la etapa de iniciación las distintas áreas subsidentes se restringen a los escarpes de falla, y la mayor subsidencia se localiza en la parte central de los segmentos, donde más desplazamiento vertical se acumula (Gawthorpe y Leeder, 2000). Hacia los extremos de las fallas la subsidencia decrece como consecuencia de una disminución del desplazamiento, que llega a anularse en la terminación de estas fallas (Fig. 8.12a). Las dimensiones de los sistemas sedimentarios varían conforme cambia la amplitud topográfica del escarpe entre las zonas centrales y los extremos. Así, los abanicos aluviales de

mayores dimensiones se sitúan en las partes centrales de los segmentos de falla, allí donde el relieve y la subsidencia son mayores, mientras que hacia los extremos se desarrollan abanicos más pequeños (Gawthorpe y Leeder, 2000; Jackson *et al.*, 2002).

En la etapa de *linkage* las fallas se propagan hasta coalescer (Fig. 8.12b), aumentando la relación longitud/desplazamiento vertical y la interacción entre segmentos próximos hasta culminar con la unión de los mismos. Existen dos estilos para esta etapa, denominados *linkage* temprano y *linkage* tardío (Cowie *et al.*, 2000), que en cada zona dependen del número de segmentos de falla, del tamaño de éstos y de la separación espacial entre los mismos. En el caso del *linkage* temprano las fallas se unen de forma muy rápida y no se produce un desplazamiento vertical importante hasta la formación de un margen de cuenca estable. En el caso del *linkage* tardío el desplazamiento vertical se acomoda mientras los segmentos se propagan, es decir, la subsidencia se va incrementando antes de formar un borde de cuenca estable. Independientemente del estilo de unión, a medida que los segmentos se propagan, se produce el solape entre el bloque superior de una falla y el bloque inferior de la estructura contigua, de manera que en la zona de interacción entre segmentos la geometría más común es una rampa de relevo (Fig. 8.12b) (Gawthorpe y Leeder, 2000; Dawers y Underhill, 2000).

Leeder y Gawthorpe (1987), Jackson y Leeder (1994), Gawthorpe y Leeder (2000) y Paola *et al.* (2001) sugieren que durante esta etapa los movimientos verticales y el basculamiento de bloques asociados con fallas normales, junto con la litología de la cuenca de captación, controlan los patrones de

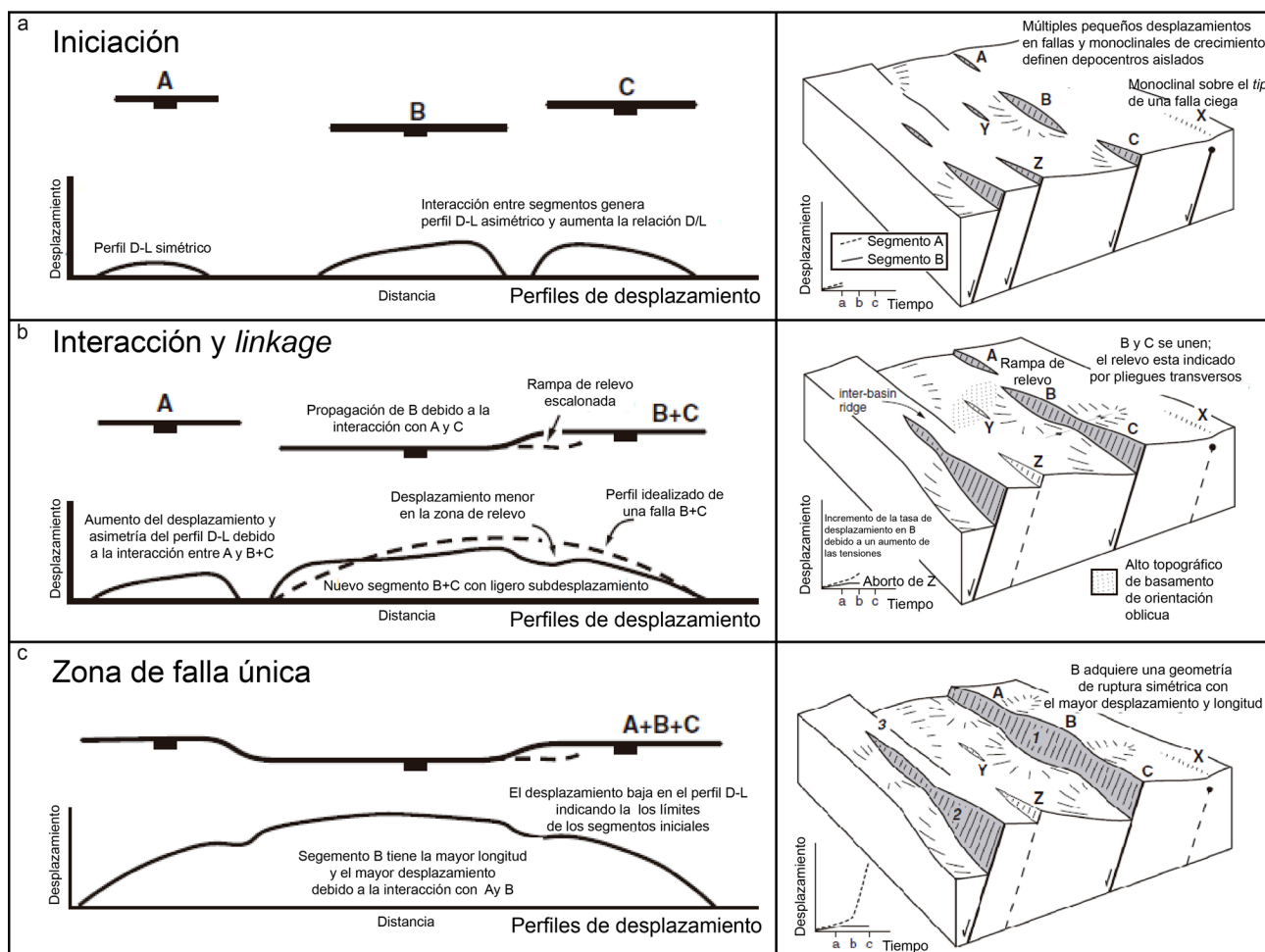


Fig. 8.12. Evolución de distintos segmentos de falla a la configuración de un borde de cuenca de orden mayor. (a) Etapa de iniciación. (b) Etapa de propagación y unión. (c) Etapa de climax y zona de falla. (Modificada de Gawthorpe y Leeder, 2000)

drenaje. De esta forma, la distribución de los sistemas aluviales está fuertemente influenciada por la continuidad de las superficies de falla. Establecen que los abanicos aluviales de mayores dimensiones se localizan a menudo entre segmentos de falla, es decir, en las zonas de relevo, ya que tienen cuencas de drenaje y áreas de depósito generalmente mucho más amplias que las de los abanicos alimentados directamente desde un escarpe de falla. En estos últimos sistemas, las cuencas de captación se limitan al propio escarpe de falla y sus áreas de sedimentación se encuentran limitadas al surco subsidente entre el escarpe de falla y del bloque superior. Así, los abanicos en estas zonas serán de menores dimensiones como consecuencia de un aporte limitado al propio escarpe de falla y a la inhibición del avance hacia la cuenca, al quedar los depósitos atrapados en la depresión creada por subsidencia.

Cuando se produce la unión de los distintos segmentos y comienzan a funcionar de manera conjunta (etapa de *climax*), la longitud y desplazamiento vertical se incrementan rápidamente en las fallas principales (Fig. 8.12c). La zona subsidente se amplía ligeramente hacia el centro de la cuenca, se reduce sustancialmente el número de depocentros y su tamaño se homogeniza dando lugar a una depresión más continua y extensa que puede albergar mayor cantidad de depósitos (Gawthorpe y Leeder, 2000; Gupta y Scholz, 2000). Durante esta fase los abanicos aluviales tienden a coalescer e igualar sus dimensiones, como consecuencia de un relieve y desnivel topográfico similar para todos ellos.

Los patrones sedimentarios y de actividad de las fallas de la Cuenca de Teruel sugieren una evolución próxima a la descrita por estos autores, la cual se presenta a distintas escalas, a menor escala entre las discontinuidades de una misma zona de falla, y a mayor escala entre distintas zonas de falla en relevo. Un ejemplo excepcional de margen en zigzag se ha podido reconocer en el transecto comprendido entre Orrios y Villalba Alta, donde se observan las geometrías y relaciones tectónica-sedimentación desarrolladas en relación con una única falla, así como las desarrolladas por la interacción entre distintas estructuras (capítulo 6).

En aquellos afloramientos donde se han podido reconocer evidencias del funcionamiento de las fallas como segmentos aislados (Valdeagua, Barranco Galindo y Manantial del Vadillo), los dispositivos geométricos y características observadas son similares a los propuestos por Leeder y Gawthorpe (1987) o Gawthorpe y Leeder (2000), existiendo distintos estilos de acomodación de la deformación a lo largo de las superficies de falla (Fig. 8.13). A lo largo de una misma estructura, se reconoce un cambio desde zonas con rotura superficial, que generan un hueco de acomodación, frente a otras en las que el plano no se ha propagado hasta la superficie y se forma un monoclinial de crecimiento/adaptación (Fig. 8.13). Estos casos se corresponden respectivamente con los dos modelos de dispositivos geométricos caracterizados en el apartado 8.1. El *onlap* sobre *rollover* se ha podido reconocer en los afloramientos centrales de las fallas de Valdeagua, Barranco Galindo y Manantial del Vadillo (Fig. 8.14). Hacia los extremos de dichas estructuras se observa el dispositivo en discordancia progresiva (*onlap* rotatorio) muy aparente en el caso de la falla de Valdeagua (Fig. 8.14). En estas fallas analizadas se observa una disminución del desplazamiento hacia el extremo, más allá del cual la deformación se acomoda solo por *bending*, frente al mayor desplazamiento y subsidencia en la zona central donde se reconoce el escarpe de falla y el surco sinforme asociado. La orientación y relación espacial entre los segmentos de falla y las zonas de relevo también es coherente con los modelos previos. Las fallas de Valdeagua, Barranco Galindo y Manantial del Vadillo presentan una orientación NNW-SSE y una disposición *en échelon*, mientras que las zonas de relevo (Barranco de las Cuevas Ahumadas y Las Cabanillas) de orientación NNE-SSW. La longitud de los segmentos NNW-SSE es mayor, sin que exista un elevado solape entre los extremos de los mismos, y se encuentran conectados por las fallas menores de los segmentos NNE-SSW (Fig. 8.14).

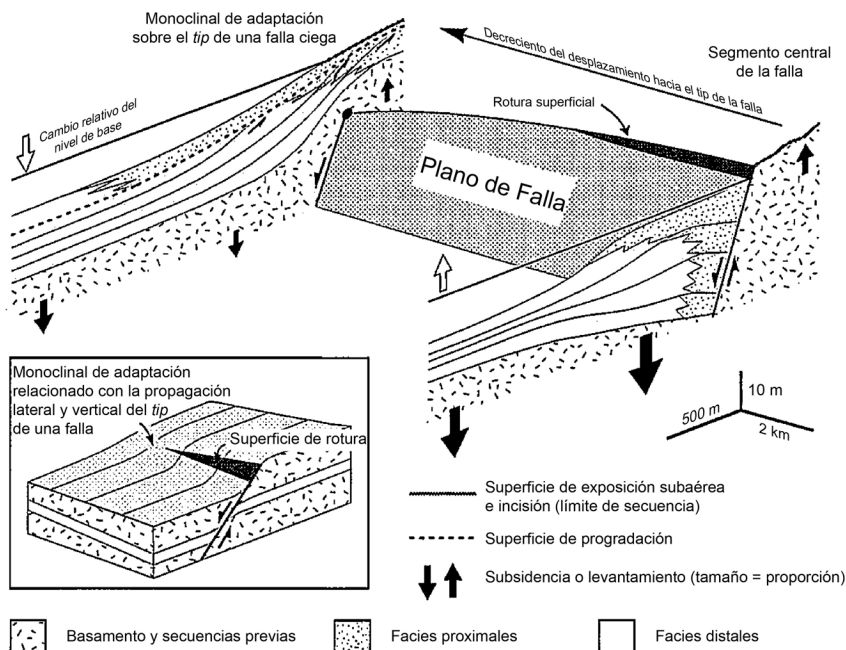


Fig. 8.13. Esquema de variabilidad geométrica y estructural a lo largo de una falla normal. (Modificada de Gawthorpe y *et al.*, 1997).

A diferencia de lo previsto en los modelos previos, en este sector de la cuenca, los abanicos aluviales localizados en las zonas de relevo de la cuenca son de menores dimensiones que los que se desarrollan en las zonas de falla, lo que es consecuencia de las dimensiones del margen activo. En los márgenes extensionales como *Basin and Range* o el Golfo de Suez, las dimensiones y separación entre las estructuras son del orden de decenas de kilómetros y las cuencas de captación tienen sus cabeceras en zonas muy alejadas del margen activo. En el margen activo de la Cuenca de Teruel presenta unas dimensiones considerablemente menores y todas las estructuras se concentran en escasos 5 km hacia el este desde el área de depósito. Añadido a esto, la divisoria de aguas a partir de la cual se drena hacia la cuenca, se puede establecer en los retazos de la SEI localizados en los relieves inmediatamente más próximos como la Sierra de El Pobo, lo que condiciona de partida unas áreas de captación de escasas dimensiones.

La presencia de abanicos aluviales de menor entidad en las zonas de relevo se debe principalmente a la menor separación que media entre los extremos de falla, la cual es de escasos centenares de metros (Fig. 8.14). Así, la amplitud de las zonas de relevo es muy escasa lo que impide el desarrollo de abanicos aluviales de grandes dimensiones al no poder instaurarse una red de drenaje. La proximidad entre los distintos segmentos también implica que las áreas de captación de estos abanicos, situadas en los bloques levantados de las fallas individuales, presenten unas dimensiones si cabe más reducidas por la interferencia y capturas de drenaje entre las estructuras próximas. De esta forma, la capacidad de movilizar una elevada cantidad de materiales a las estrechas zonas de drenaje es muy baja. Por otro lado, la proximidad entre las fallas junto con la elevada fracturación previa facilitó una rápida unión de los segmentos en un margen de cuenca único, respondiendo a un *linkage* temprano (Gupta *et al.*, 1999, Moustafa, 1997, 2002). De esta forma, el desarrollo de los abanicos de las zonas de relevo también se pudo ver influenciado al no existir un tiempo suficiente para su desarrollo. Esta situación queda muy patente en la zona de Orrios-Villalba Alta, si se comparan las dimensiones de los abanicos de Barranco de las Cuevas Ahumadas o Las Cabanillas, localizados en las zonas de relevo, y los de Valdeagua, Barranco Galindo y El Vadillo en los escarpes de falla (Fig. 8.14).

Los dispositivos geométricos, el modo de propagación y el estilo de enlace observados en el sector de Orrios-Villalba Alta se ha observado igualmente en los sistemas de fallas de la Sierra de El Pobo y

Peralejos-Tortajada, extendidos, además a todo el intervalo temporal que abarca el relleno de la cuenca. En el sector de Peralejos-Tortajada la situación fue muy similar, tanto en las áreas de interacción entre las fallas de los sectores de Peralejos y Tortajada-Cabigordo, como entre las propias fallas que conforman los mismos. Por un lado, segmentos de falla ciega que son continuación de la rotura superficial se han reconocido en las fallas de Peralejos y Tortajada. En la zona de Peralejos, la discordancia progresiva de Barranco Hondo y el surco de *rollover* del Barranco del Peral (ver apartado 6.1) se encuentran relacionadas con la misma falla. En el sector de Tortajada se ha reconocido la misma variación de geometría a lo largo de las distintas fallas en relevo que lo componen (e.g. discordancias progresivas del Cerro de los Aldabades o Barranco de Tortajada, o estructura *horst-graben* apartado 6.1). No obstante, en estos dos casos el tamaño inferido para los abanicos aluviales sugiere que las rampas de relevo adquirieron mayores dimensiones que en el caso de Orrios-Villalba Alta. En este sentido, la distancia entre las distintas fallas era mayor y los segmentos de falla tienen un mayor desarrollo longitudinal y vertical, lo que permitió áreas de relevo más amplias y con mayores cuencas de captación.

Finalmente, a pesar de las circunstancias de cada falla o segmento donde se reconocen distintivos tipos de discordancias locales afectando a depósitos correlativos, los límites megasecuenciales B1, B3 y B4 se manifiestan siempre de forma conjunta en toda la cuenca. Estos límites se localizan uniformemente en uno o varios dominios de falla ligeramente por encima de las deformaciones locales, lo que podría interpretarse como momentos de reducción de la segmentación estructural y un borde de cuenca más continuo (Fig. 8.11c y 8.14). Como consecuencia de la unión de los distintos segmentos en la etapa de *climax*, el área subsidente aumenta de radio y cambia su geometría, abarcando zonas más amplias y centrales de la cuenca. La respuesta conjunta de los sistemas sedimentarios habría sido una progradación posterior a la etapa de *climax* como consecuencia de una subsidencia similar en todas las zonas.

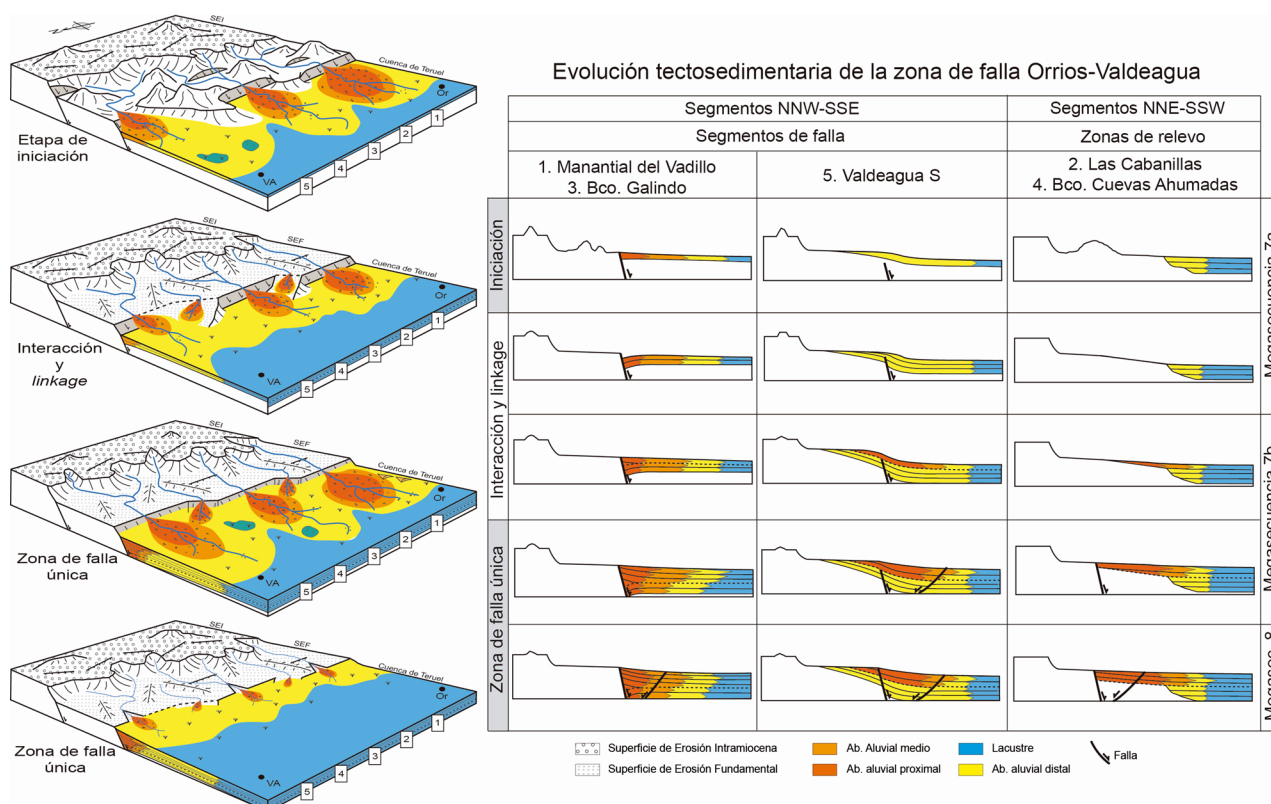


Fig. 8.14. Evolución de distintos segmentos de falla en la zona de Orrios-Villalba Alta

9. Conclusiones

9. CONCLUSIONES

El estudio desarrollado en el sector norte de la Cuenca de Teruel mediante un enfoque multidisciplinar ha permitido caracterizar las interacciones entre la sedimentación, la evolución estructural y las variaciones climáticas. Así, en conjunto, los resultados e interpretaciones obtenidos en este trabajo permiten elaborar un modelo integrado que aporta una visión global de la cuenca y de su evolución entre el Mioceno medio y el Pleistoceno inferior.

Sobre los sistemas sedimentarios y la arquitectura estratigráfica

El análisis estratigráfico y la cartografía geológica han permitido establecer la arquitectura del relleno neógeno de la cuenca, precisando la posición espacial y temporal de los límites entre las unidades que lo componen. El almacén estratigráfico está formado por depósitos terrígenos adosados a los márgenes de la cuenca, con mayor granulometría y desarrollo vertical en el margen oriental que en el occidental, mientras en la parte central dominan los materiales carbonatados y evaporíticos.

La correlación de los materiales, la integración de los datos paleontológicos y magnetoestratigráficos previos, junto con la aportación de nuevos yacimientos de mamíferos y la realización de un nuevo perfil magnetoestratigráfico, han permitido establecer un modelo cronoestratigráfico coherente para la cuenca. El relleno comprende desde el Vallesiense inicial (~11,2 Ma) hasta el Villafranquiense final (~1,8 Ma). Esta acotación temporal se ha podido extender a la totalidad de los depósitos incluyendo los sedimentos azoicos de los bordes de la cuenca. El nuevo perfil magnetoestratigráfico ha permitido precisar la edad de los depósitos endorreicos más modernos conocidos hasta la fecha para este sector de la Cordillera Ibérica.

El análisis sedimentológico y la propuesta de asociaciones de litofacies ha conllevado la mejora de la caracterización de los ambientes y procesos de depósito, especialmente en relación con los sistemas aluviales y evaporíticos, así como la interpretación de un sistema deltaico lacustre en la zona central de la cuenca. La cartografía de las asociaciones de litofacies aporta un mayor control sobre la distribución y límites de los ambientes y subambientes sedimentarios, reflejando la distribución asimétrica de los mismos. Las relaciones laterales y verticales entre estas asociaciones de litofacies han permitido definir seis tipos de sistemas sedimentarios:

Abanicos aluviales de corto desarrollo longitudinal. Se caracterizan por un predominio de los procesos de transporte en masa frente a procesos acuosos tractivos. Su principal área de desarrollo es el margen oriental de la cuenca, aunque localmente también aparecen en el occidental adosados a paleorelieves.

Abanicos aluviales de largo desarrollo longitudinal. En ellos dominan los flujos acuosos tractivos, generalmente canalizados aunque con episodios de desconfinamiento por avenidas. Se localizan en el margen occidental pero sus sectores proximales no se han podido reconocer en la zona estudiada. Allí donde la cuenca presenta mayor anchura, también se reconocen en el margen oriental

Sistema lacustre-palustre carbonatado. Son lagos carbonatados muy someros y perennes, rodeados de orlas palustres con frecuente exposición subáerea y desarrollo de vegetación enraizada. Las zonas subacuáticas quedan restringidas a la parte centro-oriental de la cuenca. Entradas de terrígenos llegan a

formar pequeños deltas en sus márgenes.

Sistema lacustre-palustre evaporítico. Son lagos salinos muy someros y semiperennes, que representan episodios de mayor concentración de sales en los sistemas lacustres, en momentos en que el espesor de la lámina de agua disminuye o se incrementan los aportes salinos. Presentan asimismo orlas palustres de tipo *mudflat* salino con desarrollo de vegetación enraizada. Las zonas subacuáticas están muy restringidas hacia la parte centro-oriental.

Sistema deltaico. Solo se localiza en la parte centro-occidental de la cuenca, y está dominado por carbonatos detríticos, reconociéndose la llanura deltaica con canales distributarios y áreas palustres, el frente deltaico con barras y canales de desembocadura, y el prodelta con depósitos laminados más profundos. La presencia de fallas intracuencales permitió un espacio de acomodación y aporte de aguas carbonatadas en conexión con el lago evaporítico. Se trata de un sistema hipopícnico dominado por el contraste de densidad entre las aguas, en el que coexisten procesos de flotabilidad y fricción.

Sistema eólico. Se desarrolla cerca del margen oriental, al pie de la Sierra de El Pobo. Se caracteriza por el desarrollo de un campo de dunas escalantes e interdunas en interacción con los depósitos aluviales y palustres. La acumulación y preservación están controladas por las condiciones climáticas, así como por el relieve tectónico.

El análisis de la evolución megasecuencial del relleno se ha basado principalmente en los cambios verticales de las asociaciones de litofacies, aunque los cambios litológicos y granulométricos en cada litofacies también han sido considerados. A grandes rasgos la evolución megasecuencial es homogénea para toda la cuenca en cualquier zona o intervalo temporal considerado.

Se han caracterizado diez megasecuencias. Las megasecuencias impares (1, 3, 5, 7 y 9) muestran una evolución granocreciente o progradante de los sistemas aluviales, asociada a retracciones lacustres. Las megasecuencias pares (2, 4, 6, 8 y 10) presentan una evolución granodecreciente o retrogradante, ligada a la expansión de los sistemas lacustres.

Sobre la estructura y morfotectónica

Las cartografías estructural y morfotectónica, junto con los cortes geológicos y el análisis de datos de afloramiento, han permitido el reconocimiento y la caracterización de las principales estructuras del borde activo de la cuenca así como de un gran número de fallas intracuencales y del sistema de fracturación en superficie.

El sector norte de la Cuenca de Teruel es, en primera instancia, un semigraben. Su margen oriental activo está controlado por una gran zona de falla de dirección N-S a NNE-SSW que se extiende a lo largo de unos 30 km y lo separa de la alineación montañosa de El Pobo-Castelfrío-Cabigordo. La caracterización geométrica de las fallas, realizada a partir de los cortes geológicos reconstruidos en profundidad, indica que se trata de fallas con enraizan en despegues profundos situados hacia la base de la corteza frágil.

La geometría general de la cuenca define un laxo sinclinal asimétrico, consecuencia del basculamiento hacia el este por un suave *rollover* combinado con un arrastre o acomodación monoclinial en el margen activo que produce un flanco corto con buzamiento al oeste. Localmente, en las partes centrales, se reconocen fallas antitéticas que contribuyen a la subsidencia del surco central.

En los materiales neógenos se reconoce una fracturación dominante de dirección N-S a todas las escalas, frente a la mayor variabilidad en los materiales mesozoicos colindantes. En detalle, en el margen activo, se reconoce una alternancia de segmentos de falla con orientaciones comprendidas entre NNE y NNW, muchas de ellas producto de la reactivación y propagación superficial de grandes fallas variscas y mesozoicas heredadas.

La reconstrucción de los dispositivos geométricos en el margen activo ha permitido caracterizar el estilo de deformación y la propagación de fallas a lo largo del mismo. Así, la deformación más característica de los segmentos de falla muestra la propagación de las estructuras hacia la superficie y hacia sus márgenes, con la aparición a lo largo de una misma falla de estructuras monoclinales (deformación por *bending*) en los lugares donde la falla era ciega y pliegues de tipo *rollover* y arrastre en los que existía rotura superficial.

La caracterización cinemática de las distintas fallas estudiadas evidencia que el margen activo evoluciona en secuencia de bloque inferior, ampliando la zona de falla hacia el bloque levantado y, por lo tanto, desplazando el margen oriental de la cuenca progresivamente hacia el este. La zona de falla funciona en régimen predominantemente extensional; algunas fallas presentan ocasionalmente movimientos con componente direccional en la primera etapa de evolución de la cuenca.

El análisis de la posición de los marcadores morfotectónicos y estratigráficos mediante un mapa de contornos estructurales ha permitido reconstruir la geometría de las deformaciones de orden mayor y localizar las principales áreas subsidentes. La cuatificación de los saltos verticales en dos marcadores morfo-sedimentarios (Superficie de Erosión Intramiocena, SEI, y Superficie de Erosión Fundamental, SEF), y la datación de los mismos (11,2 Ma y 3,5 Ma, respectivamente) ha permitido calcular las tasas de movimiento para los intervalos Vallesiense-Rusciniense y Villafranquiense-actualidad. Dentro de este segundo intervalo se han calculado tasas totales de entre 0,13 y 0,18 mm/a para distintas transversales a la cuenca, que aproximadamente duplican las obtenidas en el Vallesiense-Rusciniense (0,07 a 0,09 mm/a).

Las principales fallas de la fosa se han movido bajo un campo de esfuerzos extensional predominantemente E-W que se expresa desdoblado en sistemas de extensión E a ESE triaxial y E a ENE multidireccional. Este campo se ve perturbado en las inmediaciones de las fallas mayores (dirección de σ_3 tendiendo a hacerse perpendicular o paralela a la dirección de las mismas). Hay que señalar asimismo la existencia de una compresión remota (dirección de σ_1 entre NNW-SSE y NNE-SSW), más intensa en el Vallesiense pero que se ha mantenido a lo largo de todo el periodo temporal estudiado como una componente más del campo regional. En el extremo norte de la cuenca ha podido reconocerse en detalle un tránsito gradual del régimen compresivo al extensional, a través de un sistema de esfuerzos coaxial en el que se intercambian los ejes σ_1 y σ_2 en un plano vertical N-S. La edad de dicho tránsito ha podido datarse hacia el Vallesiense inferior.

El estudio estructural en sus aspectos geométrico, cinemático y dinámico ha permitido precisar el modelo en *semigraben* y la evolución de un margen activo en zigzag, formado por segmentos de falla y zonas de relevo de direcciones alternantes. En el proceso de propagación de las fallas juegan un papel decisivo las fracturas preexistentes, que controlan el desarrollo de rampas de relevo y la unión de segmentos de falla a escala macro- y mesoestructural.

Sobre el clima

El análisis de la composición isotópica ($\delta^{18}\text{O}/\delta^{13}\text{C}$) de los carbonatos lacustres y palustres del sector norte de la Cuenca de Teruel ha permitido reconstruir una curva isotópica relacionada directamente con las aguas lacustres y de precipitación para el periodo comprendido entre 9,8 y 1,8 Ma (Mioceno superior-Pleistoceno inferior). Se ha reconocido la existencia de una tendencia general hacia valores más ligeros que indica una evolución hacia el enfriamiento, representativa de la tendencia climática europea y global para este periodo.

La alta resolución de la señal climática ha permitido refinar y precisar distintos hitos de menor escala que igualmente se han correlacionado con eventos geográficos o biológicos, definidos con otros *proxies*. Así, se pueden reconocer cinco máximos relacionados con un aumento en los valores isotópicos que apuntan a momentos de mayor aridez (~ 8,4, ~5,9, ~4,2, ~2,8 y ~2,1 Ma) alternando con cinco mínimos correspondientes a episodios de mayor humedad (~ 9, ~ 6,9, ~5,2, ~3,1 y ~2,4 Ma).

El estudio de la covarianza de $\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^{13}\text{C}$ ha permitido completar la caracterización de los sistemas lacustres en cuatro estadios de evolución que reflejan la instauración de un sistema lacustre estable. La covarianza aumenta en el tiempo en paralelo con la expansión del sistema lacustre, indicando un incremento del periodo residencia de las aguas y de la estabilidad del sistema.

Sobre las unidades genéticas y paleogeografía

A partir de la correlación entre la evolución megasecuencial, las evidencias de actividad tectónica y la señal climática se ha podido establecer que los límites megasecuenciales B1 a B5 de este sector de la Cuenca de Teruel representan rupturas sedimentarias. Estas rupturas limitan seis unidades genéticas T_N1 a T_N6 , dos de ellas elementales (T_N1 y T_N6) y otras cuatro fundamentales (T_N2 , T_N3 , T_N4 y T_N5). Se desconocen si T_N1 y T_N6 forman parte de unidades fundamentales.

La evolución megasecuencial de las unidades T_N1 , T_N3 , T_N4 y T_N5 estuvo controlada fundamentalmente por la actividad tectónica de la cuenca, representando sus límites superiores B1, B3, B4 y B5 rupturas sedimentarias de Tipo 1A. La unidad T_N2 está limitada de la siguiente por una ruptura de Tipo 4, representando su límite superior, B2, un cambio de aridez creciente a decreciente.

En la aplicación del Análisis Tectosedimentario a sistemas extensionales se han establecido ciertas pautas a la hora de reconocer y caracterizar los límites de unidades, definiéndose las rupturas sedimentarias de Tipo 1A. Estas rupturas suponen un cambio en la evolución megasecuencial que pasa de granocreciente a granodecreciente, como las clásicas rupturas de Tipo 1 (Pardo *et al.*, 1989), pero difieren de éstas en la existencia de un cierto retardo de la máxima progradación aluvial con respecto al periodo de mayor actividad tectónica. En los márgenes de cuenca se han reconocido dos tipos de dispositivos geométricos que atrapan sedimentos e impiden las progradaciones en los estadios de máxima actividad tectónica: i) *onlap* sobre una discordancia asociada a un pliegue *rollover*, y ii) *onlap* rotatorio formando parte de una discordancia progresiva. Es una vez colmatados los surcos que producen esos dispositivos cuando los sistemas aluviales pueden ya progradar libremente hacia el centro de la cuenca, proceso que se manifiesta de forma sincrónica en toda ella.

Acerca del qué factor alocíclico controló fundamentalmente la evolución megasecuencial, nuestros resultados indican que la señal tectónica se manifiesta en esta evolución independientemente de la señal climática (límites B1, B3, B4 y B5). Así, bajo actividad tectónica intensa, el factor climático solo modula la señal tectónica, bien amplificándola (B3 y B5) o suavizándola (B1 y B4). La influencia del clima se manifiesta en el registro sedimentario especialmente en etapas de aridez creciente y baja actividad tectónica (límite B2). Se ha puesto de manifiesto la dificultad para diferenciar entre rupturas sedimentarias de tipo 2 y 5 (límites A1 a A5) cuando se produce una alternancia entre unidades controladas por tectonismo y por clima. La superposición de ambos factores y un único dispositivo en *onlap* en el margen hace complicado discernir cuál domina claramente.

La interacción entre subsidencia y aporte sedimentario hace que la evolución vertical general pueda quedar alterada por las evoluciones locales. Estas últimas se ven condicionadas (i) por la tasa local de generación de relieve frente a la tasa de erosión y aportes, (ii) por el dispositivo geométrico de la deformación en el bloque hundido, (iii) por el carácter brusco (sísmico) o gradual (*creep*) del movimiento de las fallas, (iv) por la interferencia entre los sistemas sedimentarios contiguos y la competencia por el espacio de acomodación, o (v) por la modificación del drenaje al activarse nuevas estructuras. En cualquier caso, el balance general para el sector norte de la cuenca neógena de Teruel es un déficit neto de acumulación sedimentaria, y el aumento consiguiente de la amplitud y el topográfico. Se trata, por tanto, de una cuenca de tipo *underfilled* (infrarrellenada).

El valor temporal de las unidades genéticas permite reconstruir la historia evolutiva del relleno para cada uno de los intervalos temporales que representan. La reconstrucción paleogeográfica pone de manifiesto que la distribución de los ambientes de depósito no varió sustancialmente a lo largo del tiempo, existiendo siempre un lago central rodeado por abanicos aluviales. Así, los cambios paleogeográficos más significativos son los relacionados con el techo de la unidad T_{N3} cuando la cuenca reduce su anchura debido a la formación de un nuevo borde en su parte central, y con el techo de T_{N4} cuando la actividad de grandes segmentos de falla (especialmente Concud, Valdecebro y zona de falla de la Sierra de El Pobo) reconfiguró totalmente la cuenca desplazando los depocentros a las escasas zonas subsidentes.

Los cambios de las dimensiones de los sistemas sedimentarios, especialmente en sentido transversal, reflejan los mayores cambios paleogeográficos en relación directa con los momentos de progradación-retrogradación aluvial y con las consiguientes expansiones-retracciones lacustres. La sedimentación en las zonas lacustres estuvo muy influenciada por la evolución de los abanicos, y los cambios alocíclicos jugaron un papel fundamental a través del aporte terrígeno, de la disminución de la lámina de agua o de la distribución de las zonas subsidentes. En general, los momentos de progradación aluvial coinciden con retracciones lacustres y viceversa, siendo más acusados el factor controlador es la tectónica. Los sistemas aluviales adquirieron sus mayores dimensiones en sentido transversal a techo de las unidades T_{N1}, T_{N2}, T_{N3}, T_{N4} y T_{N5}. Respecto a las expansiones lacustres, cabe destacar la producidas hacia la mitad de las unidades T_{N3} y T_{N4}, que se manifiestan tanto transversal como longitudinalmente y son las mayores de todo el periodo estudiado.

Bibliografía

- Abdul Aziz, H., van Dam, J., Hilgen, F.J. y Krijgsman, W. (2004) Astronomical forcing in Upper Miocene continental sequences: implications for the Geomagnetic Polarity Time Scale. *Earth Planet. Sci. Lett.* 222, 243–258.
- Abels, H.E. (2008). *Long-period orbital climate forcing*. Geologica Ultraectina 297. 178 p.
- Abels, H.A., Abdul Aziz, H., Ventra, D. y Hilgen F.J. (2009a). Orbital climate forcing in mudflat to marginal lacustrine deposits in the Miocene Teruel Basin (Northeast Spain). *Journal of Sedimentary Research* 79 (11), 831-847.
- Abels, H.E., Abdul Aziz, H., Calvo, J.P. y Tuenter, E. (2009b). Shallow lacustrine carbonate microfacies document orbitally paced lake-level history in the Miocene Teruel Basin (North-East Spain). *Sedimentology* 56 (2), 399-419.
- Adkins J.F., Boyle E.A., Curry W.B. y Lutringer A. (2003). Stable isotopes in deep-sea corals and a new mechanism for “vital effects”. *Geochim. Cosmochim. Acta* 67, 1129-1143.
- Adrover, R. (1962). Hallazgo de restos de Mastodon en las arcillas rojas de Teruel. *Teruel* 27, 193-198.
- Adrover, R. (1963). Estado actual de las investigaciones paleontológicas en la Provincia de Teruel. *Teruel* 29, 89-148.
- Adrover, R. (1964). El primer hipopótamo del mundo: el hipopótamo turolense. *Teruel* 32, 245-251.
- Adrover, R. (1975). Principales yacimientos paleomastológicos de la Provincia de Teruel y su posición estratigráfica relativa. *Acta I del Coloquio Internacional sobre Biostratigrafía continental del Neógeno superior y Cuaternario inferior*, 31-48.
- Adrover, R. (1986). *Nuevas faunas de roedores en el Mio-Plioceno continental de la región de Teruel (España)*. Interés bioestratigráfico y paleoecológico. Instituto de estudios turolenses, Teruel. 423p.
- Adrover, R. y Esteras, M. (1974). Hallazgo de restos óseos en la formación de los Tejares (Teruel). *Teruel* 51, 83-94.
- Adrover, R., Mein, P. y Moissenet, E. (1976). Mise en évidence du Pliocène moyen continental Dans le nord du fossé de Teruel (Espagne). Le gisement de Villalba Alta. *Nouv. Arch. Mus. Hist. Nat. Lyon*, vol. 14, 11-14.
- Adrover, R., Mein, P. y Moissenet, E. (1978). Nuevos datos sobre la edad de las formaciones continentales neógenas de los alrededores de Teruel. *Estudios geológicos* 34, 205-214.
- Adrover, R., Gutierrez, M. y Peña Monne J.L. (1981). Geología y paleontología de los alrededores de Teruel. En: *Cuadernillos de campo, Curso de Geología Práctica XV*. Univ. de verano de Teruel, 213-238.
- Adrover, R., Feist, M., Mein, P., y Moissenet, E. (1982). L'age et la mise en relief de la formation détritque culminante de la Sierra Pelarda (province de Teruel, Espagne). *C.R. Acad. Sci. Paris* 295, 231-236.
- Adrover, R., Alcalá, L., Mein, P., Moissenet, E. y Orrios, J. (1986). Mamíferos del Turolense medio en la Rambla de Veldecebro (Teruel). *Estudios geológico* 42, 495-509.
- Adrover, R., Mein, P. y Moissenet E. (1988). Contribución al conocimiento de la fauna de roedores del Plioceno de la región de Teruel. *Teruel* 79, 89-151.
- Adrover, R., Mein, P. y Moissenet, E. (1993a). Roedores de la transición Mio~Plioceno de la región de Teruel. *Paleontología y evolucion* 26-27, 47-84.
- Adrover, R., Mein, P. y Moissenet, E. (1993b). Los Sciuridae del turolense superior, rusciniense y villaniense de la región de Teruel. *Paleontología y evolucion* 26-27, 85-106.
- Aguirre, E. (1975a) .Paleomastologia Neógeno-Cuaternaria en Teruel. *Trabajos Neóg. Cuaix*. 4, 55-61.
- Aguirre, E. (1975b). División estratigráfica de lNeógeno continental. *Estudios Geol.* 3, 587-595.
- Aguirre, E., Alberdi, M.T. y Pérez-González A. (1975). “Turolian”. En: *Srrarotypes of Mediterranean Neogene Stages*.Steininger, F.F. y Nevesskayaed, L.A. (Eds.). Veda Pubí. Slovak Acad. Sci., Bratislava, 149-152.
- Agustí, J., Cabrera, L., Garcés, M., Krijgsman, W., Oms, O. y Parés, J.M. (2001). A calibrated mammal scale for the Neogene of western Europe; state of the art. *Earth Sci. Rev.* 52, 247–260.
- Alberdi, M.T. (1974). Las faunas de Hipparion en los yacimientos españoles. *Estudios Geológicos* 30, 189-212.
- Alberdi, M.T. (1986). The Pliocene species of Hipparion and their biostratigraphical meanings. *Geobios* 19, 517-522.
- Alberdi, M.T. y Alcalá L. (1978). El género Hipparion en la Provincia de Teruel (España). *Teruel* 60, 33-48.
- Alberdi, M.T. y Alcalá, L. (1990). El género Hipparion en la fosa de Alfambra-Teruel. *Paleontología i*

evolució 23, 105-109.

- Albertson, M.L., Dai, Y.B., Jensen, R.A. y Rouse, H. (1950). Diffusion of submerged jets: ASCE Transactions. 639-697.
- Albesa, J., Calvo, J.P., Alcalá, L. y Alonso-Zarza, A.M. (1997). Interpretación paleoambiental del yacimiento de La Gloria 4 (Plioceno, Fosa de Teruel) a partir del análisis de facies y de asociaciones de gasterópodos y de mamíferos. *Cuadernos de Geología Ibérica* 22, 239-261.
- Albesa, J. y Robles, F. (2006). Síntesis de los estudios sobre moluscos continentales neógenos del sector septentrional de la Depresión de Teruel: período 1775-1998. *Estudios Geológicos* 61 (1), 183-198.
- Alcalá, L. (1986). Mamíferos del Turoliense inferior de Puente Minero (Teruel, España). *Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat. (Sec. Geol.)* 86 (1-4), 205-251.
- Alcalá, L. (1992). Macromamíferos neógenos de la fosa de Alfambra-Teruel. Tesis doctoral. Univ. Complutense Madrid. 521 p.
- Alcalá, L. (1994). Macromamíferos neógenos de la fosa Alfambra-Teruel. Instituto de estudios turolenses, Teruel. 554 p.
- Alcalá, L., Alonso-Zarza, A.M., Calvo, J.P., Morales, J. y Sanz, M.E. (1994). Litoestratigrafía y paleontología del área tipo del Turoliense (Mioceno superior continental). *IIº Congreso del Grupo Español de Terciario*, Jaca, 11-14.
- Alcalá, L., Alonso-Zarza, A.M., Anadón, P., Calvo, J.P., Ortí, F., Rosell, L. y van Dam, J.A. (1997). En: *Itinerarios Geológicos en el Terciario del centro y este de la Península Ibérica*. L. Alcalá y A.M. Alonso-Zarza (Eds.). Museo Nac. C. Nat. Univ. Complutense Madrid, 7-41.
- Alcalá, L. y Montoya, P. (1998a). Hexaprotodonton crusafonti (Hippopotamidea, Mammalia) del Mioceno superior de El Arquillo (Fosa de Teruel). *Boletín de la Real Sociedad Española de Historia Natural (Geol.)* 94, 93-100.
- Alcalá, L. y Montoya, P. (1998b). Hystrix primigenia (Wagner, 1848) (Rodentia, Mammalia) del Mioceno Superior (MN 13) de Las Casiones (Fosa de Teruel, España). *Revista Española de Paleontología* 13 (2), 139-147.
- Alcalá, L., Alonso-Zarza, A.M., Álvarez, M.A., Azanza, B., Calvo, J.P., Cañaveras, J.C., van Dam, J.A., Garcés, M., Krijgsman, W., van der Meulen, A.J., Morales, J., Peláez, P., Pérez-González, A., Sánchez, S., Sancho, R. y Sanz, E. (2000). El registro sedimentario y faunístico de las cuencas de Calatayud-Daroca y Teruel. Evolución paleoambiental y paleoclimática durante el Neógeno. *Rev. Soc. Geol. España* 13, 323-343.
- Alcalá, L., Van Dam, J., Luque, L., Montoya, P. y Abella, J. (2005). Nuevos mamíferos vallesienses en la Masía de la Roma (Cuenca de Teruel). *Geogaceta* 37, 199-202.
- Alcalá, L. y Morales, J. (2006). Antilopinae (Bovidae, Mammalia) from the Lower Pliocene of Teruel Basin (Spain). *Estudios Geológicos* 62, 559-570.
- Alfaro, P., Domenech, H. C. Estévez, A. y Soria, J.M. (1995). Estructuras sedimentarias de deformación en el Cuaternario reciente de la Cuenca del Bajo Segura. Alicante. *Geogaceta* 17, 91-94.
- Alfaro, P., Moretti, M. y Soria, J.M. (1997). Soft-sediment deformation structures induced by earthquakes (seismites) in Pliocene lacustrine deposits (Guadix-Baza Basin, central Betic Cordillera). *Eclogae geol. Helv.* 90, 531-540.
- Alfaro, P., Estevez, A., Moretti, M. y Soria, J.M. (2000). Estructuras sedimentarias de deformación en el Mioceno superior-Cuaternario de la Cordillera Bética. *Rev. Soc. Geol. España* 131(1), 79-89.
- Alfaro, P., Gibert, L., Moretti, M., García-Tortosa, F.J., Sanz de Galdeano, C., Galindo-Zaldívar, J. y López-Garrido, T.C., (2010). The significance of giant seismites in the Plio–Pleistocene Baza palaeo-lake (S Spain). *Terra Nova* 22, 172-179.
- Allen, J.R.L. (1982). Sedimentary Structures: Their Character and Physical Basis. Elsevier, New York, Vol. II. 663 p.
- Allen, P.A. y Allen, J.R. (2005). *Basin Analysis. Principles and Applications*. Blackwell Publishing Ltd., 560 p.
- Allmendinger, R. (2006). FaultKin version 4.3.5., <http://www.geo.cornell.edu/geology/faculty/RWA/programs/>
- Allmendinger, R. W., Cardozo, N. y Fisher, D. (2012). Structural geology algorithms: Vectors and tensors in structural geology. Cambridge University Press. 289 p.
- Alonso-Zarza, A.M. (2003). Palaeoenvironmental significance of palustrine carbonates and calcretes in the geological record. *Earth-Science Reviews* 60, 261-298.
- Alonso-Zarza, A.M. y Wright, V.P. (1992). Palustrine Carbonates. En: *Carbonates in sedimentary settings*. 426

- Facies, environments and processes*. Alonso-Zarza, A.M. y Tarnner, L.H. (Eds.). Elsevier, vol. I, 378 p.
- Alonso-Zarza, A.M., Wright, V.P., Calvo, J.P. y García del Cura, M.A. (1992). Soil landscape and climatic relationships in the Middle Miocene of the Madrid Basin. *Sedimentology* 39, 17-35.
- Alonso-Zarza, A.M. y Calvo, J.P. (2000). Palustrine sedimentation in an episodically subsiding basin: the Miocene of the Northern Teruel Graben (Spain). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 160, 1-21.
- Alonso-Zarza, A.M., Calvo, J.P., van Dam, J. y Alcalá, L. (2000). Northern Teruel Graben Neogene, NE Spain. En: *Lake Basins Through Space and Time*. Gierlowski-Kordesch, F.H. y Kelts, K.R. (Eds.). Amer. Assoc. Petrol. Geol., Studies in Geology 46, 491-496.
- Alonso-Zarza, A.M., Sancho, R. y Calvo, J.P. (2002). El terciario continental del sector Alfambra-Villalba Alta, fosa de Teruel. *Geogaceta* 32, 255-258.ç
- Alonso-Zarza, A.M. y Arenas, C. (2004). Cenozoic calcretes from the Teruel Graben, Spain: microstructure, stable isotope geochemistry and environmental significance. *Sedimentary Geology* 164, 91-108.
- Alonso-Zarza, A.M. y Wright, V.P. (2010). Palustrine Carbonates. En: *Carbonates in sedimentary settings. Facies, environments and processes vol. I*. Alonso-Zarza, A.M. y Tarnner, L.H. (Eds.). Elsevier, Amsterdam. 225-268.
- Alonso-Zarza, A.M., Meléndez, A., Martín-García, R., Herrero, M.J. y Martín-Pérez, A. (2012). Discriminating between tectonism and climate signatures in palustrine deposits: Lessons from the Miocene of the Teruel Graben, NE Spain. *Earth-Science Reviews* 113 (3), 141-160.
- Alsop, G.I. y Marco S. (2011). Soft-sediment deformation within seismogenic slumps of the Dead Sea Basin. *J. Struct. Geol.* 33, 433-457.
- Alsop, G.I. y Marco, S. (2013). Seismogenic slump folds formed by gravity-driven tectonics down a negligible subaqueous slope. *Tectonophysics* 605, 48-69.
- Álvaro, M. (1987). La subsidencia en la Cordillera Ibérica durante el Mesozoico. *Geogaceta* 3, 34-37.
- Álvaro, M., Capote, R. y Vegas, R. (1979). Un modelo de evolución geotectónica para la Cadena Celtibérica. *Acta Geológica Hispánica* 14, 172-177.
- Ambrosetti, E., Martini, I. y Sandrelli, F. (2017). Shoal-water deltas in high-accommodation settings: Insights from the lacustrine Valimi Formation (Gulf of Corinth, Greece). *Sedimentology* 64, 425-452
- Anadón, P., Cabrera, L., Julià, R., Roca, E. y Rosell, L. (1989). Lacustrine oil-shale basins in Tertiary grabens, western Mediterranean Rift system, Northeast Spain. *AAPG Bulletin* 72, 983.
- Anadón, P., Moissenet, E. y Simón, J.L. (1990). The Neogene grabens of the Eastern Iberian chain (Eastern Spain). *Paleontología i Evolució, Memòria Especial* 2, 99-130.
- Anadón, P. y Moissenet, E. (1996). *Neógene basins in the Eastern Iberian Range*. En: *Tertiary basins of Spain. The stratigraphic Record of Crustal kinematics*. Friend, P.F. y Dabrio, C.F. (Eds.). World and Regional Geology series 6. Cambridge University press, Cambridge, 68-76.
- Andrews, J.E., Pedley, H.M. y Dennis, P.F. (1994). Stable isotope record of palaeoclimatic change in a British Holocene tufa. *The Holocene* 4, 349-355.
- Andrews, J.E. (2006). Palaeoclimatic records from stable isotopes in riverine tufas: Synthesis and review. *Earth-Science Reviews* 75, 85-104.
- Andrews, Samways, G., Dennis, P.F. y Maher, B.A. (2000). Origin, abundance and storage of organic carbon and sulphur in the Holocene Humber Estuary: emphasizing human impact on storage changes, En: *Holocene Land-Ocean Interaction and Environmental Change Around the North Sea*. Shennan, I. y Andrews, J.E. (Eds.). Geological Society of London. 145-170.
- Angelier, J. y Mechler, P. (1977). Sur une méthode graphique de recherche des contraintes également utilisable en tectonique et en séismologie: la méthode des diedres droits. *Bull. Soc. Géol. Fr.* (7), 19 (6), 1309- 1318.
- Angulo, A. (2001). Análisis sedimentario de procesos tectónicos y climáticos en la zona de enlace de las cuencas terciarias del Ebro y Duero (La Rioja y Burgos). *Zubia* 19, 177-185.
- Anketell, J.M., Cegla, J. y Dzulinsky, S. (1970). On the deformational structures in systems with reversed density gradients. *Ann. Soc. Geol. Pol.* 1 (XL), 3-30.
- Antolín-Tomás, B., Liesa, C.L., Casas, A.M. y Gil-Peña, I. (2007). Geometry of fracturing linked to extension and basin formation in the Maestrazgo basin (Eastern Iberian Chain, Spain). *Rev. Soc. Geol. España* 20 (3-4), 351-365.
- Arce, M., Boquera, J., Calderón, V., Dabrio, C. y Zapatero, M.A. (1983). Posibilidades ligníferas de la

- cuenca neógena de Ademuz (Fosa de Teruel). *Bol. Geol. Min.* 94, 415-425.
- Arenas, C. (1993). *Sedimentología y paleogeografía del Terciario del margen pirenaico y sector central de la cuenca del Ebro (zona aragonesa occidental)*. Tesis Doctoral (inéd.), Univ. de Zaragoza, 858 p.
- Arenas, C. y Pardo, G. (1999). □ Latest Oligocene-Late Miocene lacustrine systems of the north-central part of the Ebro Basin (Spain): sedimentary facies model and palaeogeographic synthesis. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 151, 127-148.
- Arenas, C., Vázquez-Úrbez, M., Pardo, G. y Sancho-Marcén, C. (2010). Fluvial and Associated Carbonate Deposits. En: *Carbonates in sedimentary settings. Facies, environments and processes vol. I*. Alonso-Zarza, A.M. y Tarnner, L.H. (Eds.). Elsevier, Amsterdam. 133-170.
- Arlegui, L.E., Simón, J.L., Lisle, R.J. y Orife, T. (2005). Late Pliocene-Pleistocene stress field in the Teruel and Jiloca grabens (eastern Spain): contribution of a new method of stress inversion. *Journal of Structural Geology* 27, 693-705.
- Arlegui, L.E., Simón, J.L., Lisle, R.J. y Orife, T. (2006). Analysis of non-striated faults in a recent extensional setting: the Plio-Pleistocene Conclud fault (Jiloca graben, eastern Spain). *Journal of Structural Geology* 28, 1019-1027.
- Arthaud, F. y Mattauer, M. (1969). Exemples de stylolites d'origine tectonique dans le Languedoc, leurs relations avec la tectonique cassante. *Bull. Soc. géol. Fr.* 7, 738-744.
- Athanasiou, M., Triantaphyllou, M.V., Dimiza, M.D., Gogou, A. y Theodorou, G. (2015). Zanclean/Piacenzian transition on Cyprus (SE Mediterranean): calcareous nannofossil evidence of sapropel formation. *Geo-Mar. Lett.* 35, 367-385.
- Atkinson, G. (1984). Simple computation of liquefaction probability for seismic hazard applications. *Earthquake Spectra* 1, 107-123.
- Audemard, F.A. y De Santis, F. (1991). Survey of liquefaction structures induced by recent moderate earthquakes. *Bull. Int. Assoc. Engin. Geol.* 44, 5-16.
- Aufrère, L. (1931). Le cycle morphologique de dunes. *Geogr. Ann.* 40, 362-385.
- Aufrère, L. (1933). Classification des dunes. *Int. Geogr. Congr. Paris C. R., Actes* 2, 699-711.
- Azanza, B. y Montoya, P. (1995). A new deer from the Lower Turolian of Spain. *Journal of Paleontology* 69 (06), 1163-1175.
- Azanza, B., Alberdi, M.T. y Prado, J.L. (2000). Large mammal turnover pulses correlated with latest Neogene glacial trends in the northwestern Mediterranean region. *Geological Society, London, Special Publications* 181 (1), 161-170.
- Bailey, R.C. y Halls, H.C. (1984). Estimate of confidence in paleomagnetic directions derived from mixed magnetization circle and direct observational data. *Journal of Geophysics* 54, 174-182.
- Barredo, S.P. (2004). *Análisis estructural y tectosedimentario de la subcuenca de Rincón Blanco, Precordillera Occidental, provincia de San Juan*. Tesis Doctoral (inéd.), Universidad de Buenos Aires, 325 p.
- Barrel, J. (1912). Criteria for the recognition of ancient delta deposits. *Bull. Geol. Soc. Am.* 23, 377-446.
- Barrón, E., Rivas-Carballo, R., Postigo Mijarra, J.M., Alcalde-Olivares, C., Vieira, M., Castro, L., Pais, J. y Valle-Hernández, M. (2010). The Cenozoic vegetation of the Iberian Peninsula: a synthesis. *Rev. Palaeobot. Palynol.* 162, 382-402.
- Bates, C.C. (1953). Rational theory of delta formation. *AAPG Bull.* 37, 2119-2162.
- Beaty, C.B. (1963). Origin of Alluvial fans, White Mountains, California and Nevada. *Ann. Assoc. Am. Geographers* 53, 516-545.
- Beaty, C.B. (1970). Age and estimated rate of accumulation of fan alluvial fan, White mountains California, U.S.A. *American Journal Science* 268, 50-77.
- Benedicto, A.P., Labaume, M., Seguret, M. y Seranne, M. (1996). Low-angle crustal ramp and basin geometry in the Gulf of Lion passive margin: Oligocene-Aquitainian Vistrenque graben, SE France. *Tectonics* 15 (6), 1192-1212.
- Besems, R.E. y Weerd, A. (1983). The rodent biostratigraphy of the Teruel-Ademuz Basin (Spain). *Kon. Ned. Akad. v. Wetensch. Proc. Serie B* 86, 17-23.
- Bessais, E. y Cravatte, J. (1988). Les Écosystèmes Végétaux Pliocènes de Catalogne Méridionale. Variations Latitudinales dans le Domaine Nord-Ouest méditerranéen. *Geobios* 21 (1), 49-63.
- Bhattacharya, J.P. y Walker, R.G. (1992). Deltas. En: *Facies Models: Response to Sea-Level Change*. Walker, R.G. y James, N.P. (Eds.). Geological Association of Canada, St Johns. 157-177.

- Bhattacharya, H.N. y Bandyopadhyay, S. (1998). Seismites in a Proterozoic tidal succession, Singhbhum, Bihar, India. *Sediment. Geol.* 119, 239-252.
- Bhattacharya, J.P. (2006). Deltas. En: *Facies model revisited*. Posamentier, H. y Walter, R.W. (Eds.). SEPM Special Publication 84, 237-292
- Bhattacharya, J.P. y Willis, B.J. (2001). Lowstand Deltas in the Frontier Formation, Powder River Basin, Wyoming: Implications for sequence stratigraphic models, U.S.A. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin* 85, 261-294.
- Blair, T.C. y McPherson, J.G. (1994) Alluvial fan processes and forms. En: *Geomorphology of Desert Environments*. A.D. Abrahams y A.J. Parsons (Eds.). London, Chapman & Hall, 354-402.
- Blair, T.C. (2000). Cause of dominance by sheetflood vs. debris-flow processes on two adjoining fans, Death Valley, California. *Sedimentology* 46, 1015-1028.
- Blissenbach, E. (1954). Geology of alluvial fans in semiarid regions. *Bulletin of the Geological Society of America* 65, 175- 190.
- Böhme, M., Ilg, A. y Winklhofer, M. (2008). Late Miocene “washhouse” climate in Europe. *Earth and Planetary Science Letters* 275, 393-401.
- Böhme, M., Winklhofer, M. y Ilg, A. (2011) Miocene precipitation in Europe: Temporal trends and spatial gradients. *Palaeogeogr Palaeoclimatol Palaeoecol* 304, 212-218.
- Bott, M.H.P. (1959). The mechanics of oblique slip faulting. *Geol. Mag.* 96, 109-117.
- Broekman, J.A. (1983). Enviroments of deposition, sequences and history of the Tertiary continental sedimentation in the Basin of Teruel-Ademuz (Spain). *Kon. Ned. Akad. v. Wetensch. Proc. Serie B* 86, 25-37.
- Broekman, J.A., Besems, R.E., van Daalen, P. y Steensma, K. (1983). Litostratigraphy of Tertiary continental deposits in the Basin of Teruel-Ademuz (Spain). *Kon. Ned. Akad. v. Wetensch. Proc. Serie B* 86, 1-16.
- Brookfield, M. E. (1983). Aeolian sands. En: *Facies Models*. Walker, R.G. (Ed.). Geoscience Canada Reprint Series, I, 91-103.
- Brujin, H. (1966). On the mammalian fauna of the Hipparion-beds in the Calatayud-Teruel basin (Prov. Zaragoza, Spain). *Kon. Ned. Akad. v. Wetensch. Proc. Serie B* 69, 58-78.
- Brujin, H. y van Meurs, A.P. (1967). A biometrical study of the tirad premolar of Lgopsis and Prolagus (Ochotonidae, Lagomorpha, Mammalia) from the neogene from the Calatayud-Teruel basin (Aragon, Spain). *Kon. Ned. Akad. v. Wetensch. Proc. Serie B* 70, 113-143.
- Brujin, H. y Mein, P. (1968). On the mammalian fauna of the Hipparion-beds in the Calatayud-Teruel basin (Prov. Zaragoza, Spain). *Kon. Ned. Akad. v. Wetensch. Proc. Serie B* 71, 73-90.
- Bruijn, H., Daams, R., Daxner-Hock, G., Fahlbusch, V., Ginsburg, L., Mein, P. y Morales, J. (1992), Report of the RCMNS working group on fossil mammals, Reisenburg 1990. *Newsl. Stratigr* 26 (2-3), 65-118.
- Bull, W B. (1964). Alluvial fans and near-surface subsidence in western Fresno County, California. *US Geol. Survey Prof Paper*, 437-A, 70.
- Bull, W.B. (1972). Recognition of alluvial fan deposits in the stratigraphic record. En: *Recognition of ancient sedimentary enviroments*. Rigby, J.K. y Hamblin, W.K. (Eds.). Soc. Econ. Paleont. Mineral. Spec. Publ. 16, 63-83.
- Burillo, F., Gutiérrez, M. y Peña, J.L. (1981). El cerro del castillo de Alfabra (Teruel). Estudio interdisciplinar de Geomorfología y Arqueología. *Kalathos* I, 1-60.
- Bryan, K. (1932). Characteristic forms of dune fields. *Geogr. Rev.* 22, 325-327.
- Cabrera, L. (1983). *Estratigrafía y sedimentología de las formaciones lacustres del tránsito Oligoceno-Mioceno del SE de la Cuenca del Ebro*. Tesis Doctoral (inéd.), Univ. de Barcelona, 443 p.
- Calvín, P., Santolaria, P., Tierz, P., Muñoz, A., Casas, A., Arlegui, L. y Zapata, M.A. (2014). Y-gRaph: An OpenOffice application to reconstruct paleostress fields from striated faults. *Computers & Geosciences* 67, 24-30
- Calvo, J.P., Daams, R., Morales, J., López-Martínez, N., Agustí, J., Anadón, P., Armenteros, I., Cabrera, L., Civis, J., Corrochano, A., Díaz-Molina, M., Elizaga, E., Hoyos, M., Martín-Suárez, E., Martínez, J., Moissenet, E., Muñoz, A., Pérez-García, A., Pérez-González, A., Portero, J .M., Robles, F., Santisteban, C., Torres, T., van der Meulen, A.J., Vera, J.A. y Mein, P. (1993). Up-to-date Spanish continental Neogene synthesis and paleoclimatic interpretation. *Rev. Soc. Geol. España* 6, 29-40.
- Calvo, J.P., Alcalá, L., Alonso-Zarza, A.M., Van Dam, J. y Gutiérrez Santolalla, F. (1999). Estratigrafía y estructura del área de los Mansuetos (Cuenca de Teruel). Precisiones para la definición del

- estratotipo Turolense. *Geogaceta* 25, 55-58.
- Cande, S.C. y Kent, D.V. (1995). Revised calibration of the geomagnetic polarity timescale for the Late Cretaceous and Cenozoic. *Journal of Geophysical Research* 100, 6093–6095.
- Camuera, J., Alonso-Zarza, A.M., Rodríguez-Berriguete, Á. y Meléndez, A. (2015). Variations of fluvial tufa sub-environments in a tectonically active basin, Pleistocene Teruel basin, NE Spain. *Sedimentary Geology* 330, 47-58.
- Capote, R., Muñoz, J.A., Simón, J.L., Liesa, C.L. y Arlegui, L.E. (2002). Alpine tectonics I: The Alpine system north of the Betic Cordillera. En: *The Geology of Spain*. W. Gibbons y T. Moreno (Eds.). Geol. Soc. (London), 367-400.
- Caputo, R. (1995). Evolution of orthogonal sets of coeval extension joints. *Terra Nova* 1, 479-490.
- Carson, M.A. y MacLean, P.A. (1985). Hybrid eolian dunes of William River dune field, Northern Saskatchewan, Canada. *Bull. Am. Assoc. Petrol. Geol.* 69, 242–243.
- Carrillo, L. y Gisbert, J. (1979). Análisis sedimentológico de unos depósitos tipo "wadi" en el Plio-Cuaternario de Escorihuela (Teruel). *Boletín Geológico y Minero* IV, 329-332.
- Cartwright, J.A., Trudgill, B.D. y Mansfield, C.S. (1995). Fault growth by segment linkage: an explanation for scatter in maximum displacement and trace length data from the Canyonlands Graben of S.E. Utah. *Jour. Struct. Geol.* 17, 1319-1326.
- Casas, A.M., Gil, M.A. y Simón, J.L. (1990). Los métodos de análisis de paleoesfuerzos a partir de poblaciones de fallas: sistemática y técnicas de aplicación. *Estudios Geológicos* 46, 385–398.
- Casas, A.M., Casas, A., Pérez, A., Tena, S., Barrier, L., Gapais, D. y Nalpas, Th. (2000). Syn-tectonic sedimentation and thrust-and-fold kinematics at the intra-mountain Montalbán Basin (northern Iberian Chain, Spain). *Geodinamica Acta* 1, 1-17.
- Casas, A.M. y Cortés, A.L. (2002). Cenozoic landscape development within the Central Iberian Chain, Spain. *Geomorphology*, 44, 19-46.
- Castaneir, S., Le Métayer-Levrel, G., Perthuisot, J.P. (1999). Ca-carbonates precipitation and limestone génesis, the microbiologist point of view. *Sedimentary Geology* 126, 9-23.
- Castaneir, S., Le Métayer-Levrel, G., Perthuisot, J.P. (2000). Bacterial roles in the precipitation of carbonate minerals. En: *Microbial Sediments*. Riding, R.E. y Awramik, S.M. (Eds.). Springer-Verlag, Berlin. 32-39.
- Celerier, B. (2011). FSA: Fault & Stress Analysis software, version 33.6, <http://www.pages-perso-bernardcelerier.univ-montp2.fr/software/dcmt/fsa/fsa.html>
- Cerling, T.E., Harris, J.M., MacFadden, B.J., Leakey, M.G., Quade, J., Eisenmann, V. y Ehleringer, J.R. (1997). Global vegetation change through the Miocene/Pliocene boundary. *Nature* 389, 153-158.
- Cheel, J.R. y Rust, B.R. (1986). A sequence of soft-sediment deformation (dewatering) structures in Late Quaternary subaqueous outwash near Ottawa, Canada. *Sedim. Geol.* 47, 77-93.
- Chung, F.H. (1974). Quantitative interpretation of X-ray diffraction patterns of mixtures. II. Adiabatic principle of X-ray diffraction analysis of mixtures. *Journal of Applied Crystallography* 7 (6), 526-531.
- Colás, J., Ramajo, J., Rosales, I., Armendáriz, M., Aurell, M. y Meléndez, G. (2010). Análisis isotópico ($\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^{13}\text{C}$) del intervalo Calloviense-Oxfordiense en Tosos (Cordillera Ibérica): nuevos datos sobre la etapa de enfriamiento del final del Jurásico Medio. En: *Comunicaciones del V Congreso del Jurásico de España*. J.I. Ruiz-Omeñaca, L. Piñuela y J.C. García-Ramos (Eds.). Museo del Jurásico de Asturias, Colunga, 48.
- Coleman, J.M. y Wright, L.D. (1975). Modern river deltas variability of processes and sand bodies. En: *Deltas, Models for Exploration*. Broussard, M.L. (Ed.). Geological Society, Houston. 99-149.
- Collison, J.D. (1986). Deserts. En: *Sedimentary Environments and Facies*. Reading, H.G. (Ed.). Blackwell Scientific Publications, 95-112.
- Colombo, F. (1989). Abanicos aluviales. En: *Sedimentología*. F. Arche (Ed.). Nuevas Tendencias C.S.I.C vol. 1, 143-218.
- Colombo, F. (2010). Abanicos aluviales, capítulos V y VI. En: *Sedimentología. Del proceso físico a la cuenca sedimentaria*. Arche, F. (Ed.). C.S.I.C, Madrid, 85-225.
- Corrochano, A. y Armenteros, I. (1989). Los sistemas lacustres de la Cuenca Terciaria del Duero. En: *Sistemas Lacustres Cenozoicos en España*. Anadón, P. y Cabrera, L. (Eds.). Acta Geol. Hispánica 24. 259-279.
- Cortázar, D. de (1885). Bosquejo físico-geológico y minero de la provincia de Teruel. *Bol. Com. Mapa Geol. España* 12, 263-607.

- Cortés, A.L. (1999). *Evolución tectónica reciente de la Cordillera Ibérica, Cuenca del Ebro y Pirineo centro-occidental*. Tesis Doctoral (inéd.), Univ. de Zaragoza, 409 p.
- Cortés-Gracia, A.L. y Simón, J.L. (1997). Campo de esfuerzos recientes en la fosa de Alfambra-Teruel-Mira. Actas Congreso del Grupo Español del Terciario, Cuenca. En: *Avances en el conocimiento del Terciario Ibérico*. J.P. Calvo y J. Morales (Eds.). UCM-CSIC, 65-68.
- Cortés, A.L., Simón, J.L., Casas, A.M., Maestro, A. y Arlegui, L.E (1996). El campo de esfuerzos compresivo neógeno en el NE de la Península Ibérica. *Geogaceta* 20, (4), 806-809.
- Cortés, A.L. y Casas, A.M. (2000). ¿Tiene el sistema de fosas de Teruel origen extensional? *Rev. Soc. Geol. España* 13 (3-4), 445-470.
- Cortés, A., Casas, A.M. y Simón, J.L. (2000). Coexistencia de varias direcciones de esfuerzos recientes (Mioceno superior-Cuaternario) en la Cordillera Ibérica. En: *Geotemas 1*. Cañaveras, J.C, García del Cura, M.A. y Colambo, F. (Eds.). V Congreso Geológico de España: Alicante. 53-56.
- Corzo, A., Luzon, A., Mayayo, M.J., Van Bergeijk, S.V., Mata, P., Garcia de Lomas, J. (2005). Carbonate mineralogy along a biogeochemical gradient in recent lacustrine sediments of Gallocanta Lake (Spain). *Geomicrobiology Journal* 22, 283-298.
- Cowie, P.A., Gupta, S. y Dawers, N.H. (2000). Implications of fault array evolution for syn rift depocentre development: insights from a numerical fault growth model. *Basin Research* 12, 241-262.
- Craig, H. (1957). Isotopic standards for carbon and oxygen and correction factors for mass-spectrometric analysis of carbon dioxide. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 12, 133-149.
- Craig, H. (1961). Isotopic variations in meteoric waters. *Science* 133, 1833-1834.
- Craig, H., 1965. The measurement of oxygen isotope palaeotemperatures. En: *Stable Isotopes in Oceanographic: Studies and Palaeotemperatures*. Tongiorgi, E. (Ed.). Consiglio Nazionale delle Ricerche Laboratorio di Geologia Nucleare, Pisa. 161-182.
- Crider, J.G. y Pollard, D.D. (1998). Fault linkage: Three-dimensional mechanical interaction between echelon normal faults. *Journal of Geophysical Research* 103, 24373-24391.
- Cronin, T.M., Whatley, R., Wood, A., Tsukagoshi, A., Ikeya, N., Brouwers, E.M. y Briggs Jr., W.M. (1993). Microfaunal evidence for elevated Pliocene temperature in the Arctic Ocean. *Paleoceanography* 8, 161-174.
- Crowley, T.C. (1996). Pliocene climates: The nature of the problem. *Mar. Micropaleontol.* 27, 3-12.
- Crusafont, M. (1962). *Indarctos atticus*, un nuevo carnívoro del Pikermiense español. *Teruel* 27, 177-191.
- Crusafont, M. (1965). Observations à un travail de M. Freudenthal and P.Y. Sondaar sur des nouveaux gisements à Hipparion d'Espagne. *Proceedings of the Koninklijke Nederlandse Academie van Wetenschappen* 68, 121-126.
- Crusafont, M. y Truyols, J. (1964). Aperçu chronostratigraphique des bassins de Calatayud-Teruel. *Cursos y Conferencias del Instituto Lucas Mallada* 9, 89-92.
- Daams, R., Alcalá, L., Álvarez Sierra, M.A., Azanza, B., van Dam, J.A., van der Meulen, A.J., Morales, J., Nieto, M., Peláez-Campomanes, P. y Soria, D. (1998). A stratigraphical Framework for Miocene (MN4-MN13) continental sediments of Central Spain. *C.R. Acad. Sci. Paris* 327, 625-631.
- Dalrymple, R.W., Zaitlin, B.A. y Boyd, R. (1992). Estuarine facies models; conceptual basis and stratigraphic implications. *J. Sed. Petrol.* 62, 1130-1146.
- Darling, W., Bath, A., Gibson, J. y Rozanski, K. (2005). Isotopes in water. En: *Isotopes in Paleoenvironmental research*. Leng, M.J. (Ed.). Springer, Dordrecht. 1-67.
- Dasgupta, P. (2003). Sediment gravity flow the conceptual problems. *Earth Science Reviews* 62, 265-281.
- Dawers, N.H. y Underhill, J.R. (2000). The role of fault interaction and linkage in controlling syn-rift stratigraphic sequences: Staffjord East area, northern North Sea. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin* 84, 45-64.
- Dean, W.E. y Fouch, T.D. (1983). Lacustrine environment. En: *Carbonate Depositional Environments*. Scholle, P.A., Bebout, D.G. y Moore, C.H. (Eds.). AAPG Memoir 33, 97-130.
- De la Peña, L. (1931). Mapa Geológico de España 1:50.000, hoja nº 567 (Teruel). IGME, Madrid.
- Delfaud, J. (1969). *Essais sur la géologie dynamique du domaine Aquitano-Pyrénéen durant le Jurassique et le Crétacé inférieur*. Tesis Doctoral. Univ. Bordeaux. 857 p.
- Delfaud, J. (1972). Application de l'analyse séquentielle à l'exploration lithostratigraphique d'un bassin sédimentaire. Vexemple du Jurassique et du Crétacé inférieur de l'Aquitaine. *Mem. B.R.G.M Fr.* 77, 593-611.

- Denny, C.S. (1965). Alluvial fans in the Death Valley Region; California and Nevada. *US Geol. Survey Prof. Paper* 466, 62.
- DeoCampo, D.M. (2010). The geochemistry of continental carbonates. En: *Carbonates in continental settings: geochemistry, diagenesis and applications: Developments in Sedimentology*. A.M., Alonso-Zarza y L.H., Tanner (Eds.). Elsevier, Amsterdam. 1-61.
- Destro, N. (1995). Release fault: a variety of cross fault in linked extensional fault systems in the Sergipe – Alagoas Basin, NE Brazil. *Journal of Structural Geology* 17, 615-629.
- Domingo, M.S., Alberdi, M.T. y Azanza, B. (2007). A new quantitative biochronological ordination for the Upper Neogene mammalian localities of Spain. *Palaeo. Palaeo. Palaeo.* 255, 361–376.
- Domingo, L., Grimes, S.T., Soledad, M. y Alberdi, M.T. (2009). Paleoenvironmental conditions in the Spanish Miocene-Pliocene Boundary: isotopic analyses of Hipparion dental enamel. *Naturwissenschaften* 96, 503-511.
- Domingo, L., Koch, P.L., Hernández-Fernández, M.L., Fox, D.L., Domingo, M.S. y Alberdi, M.T. (2013). Late Neogene and Early Quaternary Paleoenvironmental and Paleoclimatic Conditions in Southwestern Europe: Isotopic Analyses on Mammalian Taxa. *PLoS ONE* 8 (5): e63739. doi:10.1371/journal.pone.0063739
- Dorale, J.E.A.D. y Liu, Z.A.L. (2009). Limitations of Hendy Test Criteria for Judging the Paleoclimatic suitability from speleothems and the need for replication. *Journal of Cave and Karst Studies* 1, 73-80.
- Dowsett, H.J. y Poore, R.Z. (1991). Pliocene sea surface temperatures of the North Atlantic Ocean at 3.0 Ma. *Quat. Sci. Rev.* 10, 189-204.
- Dowsett, H.J., Chandler, M.A. y Robinson, M.M. (2009). Surface temperatures of the Mid-Pliocene North Atlantic Ocean: Implications for future climate. *Phil. Trans. Roy. Soc. A* 367, 69-84
- Drummond, M.S., Bordelon, M., De Boer, J. Z., Defant, M.C., Bellon, H. y Feigenson, M.D. (1995). Igneous petrogenesis and tectonic setting of plutonic and volcanic rocks of the Cordillera de Talamanca, Costa Rica-Panama, Central American Arc. *Am. J. Sci.* 295, 875-919.
- DuMars, A.J. (2002). Distributary mouth bar formation and channel bifurcation in the Wax Lake Delta, Atchafalaya Bay, Louisiana. Tesis Doctoral, Louisiana State University, Baton Rouge, 88 p.
- Dunagan, S.P. y Turner, C.E. (2004). Regional paleohydrologic and paleoclimatic settings of wetland/lacustrine depositional systems in the Morrison Formation (Upper Jurassic), Western Interior, USA. *Sedimentary Geology* 167, 269-296.
- Dzulynski, S. y Walton, E.K. (1965). Sedimentary Features of Flysch and Greywackes. *Developments in Sedimentology* 7, Elsevier, Amsterdam.
- Ehleringer, J.R. y Monson, R.K. (1993). Evolutionary and ecological aspects of photosynthetic pathway variation. *Ann. Rev. Ecol. Syst.* 24, 411-439.
- Einsele, G. (2013). *Sedimentary basins: evolution, facies, and sediment budget*. Springer-Verlag, Berlin. 628 p.
- El-Baz, F. (1986). The formation and motion of dunes and sand seas. En: *Physics of desertification*. El-Baz, F. y Hassan, M.H.A. (Eds.). Dordrecht: Martinus Nijhoff. 70-93.
- Elliot, T. (1986). Deltas. En: *Sedimentary Environments*. Reading, H.G. (Ed.). Blackwell Scientific Publications, Oxford, 113-154.
- El Taki, H. y Pratt, B.R. (2012). Syndepositional tectonic activity in an epicontinental basin revealed by deformation of subaqueous carbonate laminites and evaporites: Seismites in Red River strata (Upper Ordovician) of southern Saskatchewan, Canada. *Bulletin of Canadian Petroleum Geology* 60/1, 37-58.
- Eissmann, L. (1994). Grundzüge der Quartärgeologie Mitteldeutschlands (Sachsen, Sachsen-Anhalt, Südbrandenburg, Thüringen). *Altenburger Naturwissenschaftliche Forschung* 7, 55-135.
- Eugester, H.P. y Hardie, L.A. (1978). Saline lakes. En: *Physics and Chemistry Of Lakes*. Lerman, A. (Ed.). Springer-Verlag, Berlín. 237-293.
- Ezquerro del Bayo., J. (1845). Indicaciones geognósticas sobre las formaciones terciarias del centro de España. *An. Minas.* 3, 300-316.
- Ezquerro del Bayo., J. (1850). Ensayo de una descripción general de la estructura geológica del terreno de España en la Península: sección 3ª. *Mem. Acad. Cienc. Madrid* 1. 161-184.
- Ezquerro, L. (2012). Las unidades estratigráficas del sector norte de la cuenca neógena de Teruel-Alfambra: relaciones tectónica-sedimentación. *Teruel* 94, 7-46.
- Ezquerro, L., Luzón, M.A., Liesa, C.L. y Simón, J.L. (2012a). Evolución megasecuencial del relleno mio-

- plioceno del sector norte de la cuenca de Teruel: interacciones entre tectónica y sedimentación. En: *GeoTemas 13*. Fernández, L.P., Fernández, A., Cuesta, A., Bahamonde, J.R. (Eds.). Resúmenes extendidos del VIII Congreso Geológico de España, Oviedo, 171-174.
- Ezquerro, L., Lafuente, P., Pesquero, M^a.D., Alcalá, L., Arlegui, L.E., Liesa, C.L., Luque, L. y Rodríguez-Pascua, M.A., Simón, J.L. (2012b). Una cubeta endorreica residual plio-pleistocena en la zona de relevo entre las fallas de Conclud y Teruel: implicaciones paleogeográficas. *Rev. Soc. Geol. Esp.* 25, 157-175.
- Ezquerro, L., Luzón, A., Navarro, M., Liesa, C.L. y Simón, J.L. (2014a). Climatic vs. tectonic signals in a continental extensional basin (Teruel, NE Spain) from stable isotope ($\delta^{18}\text{O}$) and sequence stratigraphical evolution. *Terra Nova* 26, 337-346.
- Ezquerro, L., Liesa, C.L., Simón, J.L., Arlegui, L.E., Luzón, A. y Lafuente, P. (2014b). Correlation of sedimentary units from grain-size and mineralogic analyses as a tool for constraining trench interpretation in paleoseismology. *Int. J. Ear. Sci.* 103 (8), 2327-2333.
- Ezquerro, L., Moretti, M., Liesa, C.L., Luzón, A. y Simón, J.L. (2015). Seismites from a well core of palustrine deposits as a tool for reconstructing the palaeoseismic history of a fault. *Tectonophysics* 655, 191-205.
- Ezquerro, L., Moretti, M., Liesa, C., Luzón, A., Pueyo, E.L. y Simón, J.L. (2016a). Controls on space-time distribution of soft-sediment deformation structures: approaching the apparent recurrence period of paleoseisms at the Conclud Fault (eastern Spain). *Sedimentary Geology* 344, 91-111.
- Ezquerro, L., Luzón, A., Liesa, C.L. y Simón, J.L. (2016b). Mapa de asociaciones de facies neógenas del sector norte de la Cuenca de Teruel. En: *Geotemas 16*. Morales, J.A., Carro, B.M., Sarmiento, A.M. y Camacho, M.A. (Eds.). Congreso Geológico de España, Huelva. 133-136.
- Ezquerro, L., Luzón, A., Liesa, C.L. y Simón, J.L. (2016c). A Miocene delta body developed in a shallow saline lake: the control of the tectonic activity on the stratigraphic architecture (Teruel Basin, Spain). En: Abstracts of 31st IAS Meeting of Sedimentology held in Krakow on 22nd-25th of June 2015. Polish Geological Society, Kraków, p. 321
- Faure, J.L. y Chermette J.C. (1989). Deformation of tilted blocks, consequences on block geometry and extension measurements. *Bull. Soc. Geol. Fr.* 8 (5), 461-476.
- Fernández Marrón, M. T. (1972). Nota sobre la plaeoecología del yacimiento de Libros (Teruel) en relación los Artrópodos y las plantas fósiles del biotopo. *Acta Geológica Hispánica* VII (5), 149-153.
- Fernández, J., Bluck, B.J. y Viseras, C. (1993). The effects of fluctuating base level on the estructura of alluvial fan and associated fan delta deposits: an example from the Terciary of the Betic Cordillera, Spain. *Sedimentology* 40, 879-893.
- Field, M.E., Gardner, V., Jennings, A.E. y Edwards, B.D. (1982). Earthquake-induced sediment failures on a 0.25° slope, Klamath River delta, California. *Geology* 10, 542-546.
- Fielding, C.R., Trueman, J. y Alexander, J. (2005). Sedimentology of the modern and Holocene Burdekin River delta of North Queensland, Australia Controlled by river output, not by waves and tides. En: *River Deltas, Concepts, Models and Examples*. Giosan, L., y Bhattacharya, J.P. (Eds.). SEPM, Special Publication 83, 467-496.
- Ferreiro, E., Ruis, V., Lendinez, A., Lago, M., Melández, A., Pardo, G., Ardevol, L., Villena, J., Fenández, A. y Gómez, J. J. (1991). *Mapa Geológico de España. Escala 1: 200.000, Hoja 40 (Daroca)*. ITGE, Madrid. 239 p.
- Ferrio, J.P., Resco, V., Williams, D.G., Serrano, L. y Voltas, J. (2005). Stable isotopes in arid and semiarid forest ecosystems. *Investigación Agraria: Sistemas y Recursos Forestales* 14, 371-382.
- Fisher, R.A. (1953). Dispersion on a sphere. *Proceedings of the Royal Astronomical Society* 217, 295-305.
- Fisher, W.L., Brown, L.F., Scott, A.J. y McGowen, J.H. (1969). Delta Systems in the Exploration for Oil and Gas, a Research Colloquium. Bur. Econ. Geol., Univ. Texas, Austin, 204 p.
- Fisk, H.N. (1944). *Geological investigation of the alluvial valley of the Lower Mississippi River*. Mississippi River Comm. Vicksburg, MS. 78 p.
- Ford, T.D. y Pedley, H.M. (1996). A review of tufa and travertine deposits of the world. *Earth-Science Reviews* 41, 117-175.
- Fox, F.G. (1959). Structure and accumulation of hydrocarbons in southern Foothills, Alberta, Canada. *A.A.P.G. Bull.* 43, 992-1025.
- Fox, D.L. y Koch, P.L. (2004) Carbon and oxygen isotopic variability in Neogene paleosol carbonates: Constraints on the evolution of the C4-grasslands of the Great Plains, USA. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 207, 305-329.

- Fauquette, S., Guiot, J. y Suc, J.P. (1998). A method for climatic reconstruction of the Mediterranean Pliocene using pollen data. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 144, 183-201.
- Fauquette, S., Suc, J.P., Guiot, J., Diniz, F., Feddi, N., Zheng, Z., Bessais, E. y Drivaliari, A. (1999). Climate and biomes in the West Mediterranean area during the Pliocene. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 152, 15-36.
- Fregenal Martínez, M.A. (1998). *Análisis de la cubeta sedimentaria de Las Hoyas y su entorno paleogeográfico. Cretácico Inferior de la Serranía de Cuenca. Sedimentología y aspectos tafonómicos del yacimiento de Las Hoyas*. Tesis doctoral (inéd.). Universidad Complutense de Madrid. 333 p.
- Fregenal Martínez, M.A. y Meléndez, N. (2010). Lagos y sistemas lacustres. En: *Sedimentología. Del proceso físico a la cuenca sedimentaria*. F. Arche (Ed.). C.S.I.C, Madrid, 299-397.
- Freytet, P. (1965). Sédimentation microcyclothématique avec croûte zonaire à algues dans le Calcaire de Veauce de Chauffour-Ethrechy (S.-et-O.). *Bulletin de la Société Géologique de France* 7, 309-313.
- Freytet, P. (1971). Paléosols résiduels et paleosols alluviaux hydromorphes dans le Crétacé Supérieur et l'Eocene basal en Languedoc. *Revue de Géographie Physique et de Géologie Dynamique* 2 (13), 245-268.
- Freytet, P. y Plaziat, J.C. (1982). Continental carbonate sedimentation and pedogenesis Late Cretaceous and Early Tertiary of southern France. *Contributions to Sedimentology (E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung, Stuttgart)* 12, 213 p.
- Freytet, P. y Verrecchia, E.P. (2002). Lacustrine and palustrine carbonate petrography: an overview. *Journal of Paleolimnology* 27, 221-237.
- Freudenthal, M. (1966). On the mammalian fauna of the Hipparion-beds in the Calatayud-Teruel basin. *Kon. Ned. Akad. v. Wetensch. Proc. Serie B* 69, 297-317.
- Freudenthal, M. (1967). On the mammalian fauna of the Hipparion-beds in the Calatayud-Teruel basin. *Kon. Ned. Akad. v. Wetensch. Proc. Serie B* 70, 298-315.
- Friend, D.F., Slater, M.J. y Williams R.C. (1979). Vertical and lateral building of river bodies, Ebro Basin of Aragon, Spain. *Jour. Geol. Soc. London* 136, 39-46.
- Friend, F. y Dabrio, C.J. (1996). Tertiary basins of Spain: the stratigraphic record of crustal kinematics. Cambridge University Press, Cambridge. 399 p.
- Fronval, T., Jensen, N.B. y Buchardt, B. (1995). Oxygen isotope disequilibrium precipitation of calcite in Lake Arresö. *Geology* 23, 463-466.
- Fostick, L.E. y Reid, I. (1987). A new look at rifts. *Geology Today* 3 (5), 122-126.
- Fryberger, S.G., Al-Sari, A.M. y Clisham, T.J. (1983). Eolian dune, interdune, sandsheet, and siliciclastic sabkha sediments of an offshore prograding sand sea, Dhahran Area, Saudi Arabia. *Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull.* 67, 280-312.
- Fryberger, S.G., y Schenk, C.J. (1988). Pin stripe lamination: a distinctive feature of modern and ancient eolian sediments. *Sediment. Geol.* 55, 1-16.
- Fundación Dinopolis (2008). Catálogo de Yacimientos Neógenos del Término Municipal de Teruel. Informe inédito.
- Galloway, W.E. (1975). Process framework for describing the morphologic and stratigraphic evolution of the deltaic systems. En: *Deltas, Models for exploration*. Broussard, M.L. (Ed.). Houston Geol. Soc., 87-98.
- Galloway, W.E. (1989). Genetic Stratigraphic Sequences in Basin Analysis I: Architecture and genesis of floodingsurface bounded depositional units. *Amer.Assoc.Petrol. Geol. Bull.* 73, 125-142.
- Galloway, W.E. y Hobday, D.K. (1983). *Terrigenous Clastic Depositional Systems*. Springer-Verlag, Berlin, 489 p.
- Gani, M.R. y Bhattacharya, J.P. (2007). Basin building blocks and process variability of a Cretaceous delta: Internal facies architecture reveals a more dynamic interaction of river, wave and tidal processes that is indicated by external shape. *J Sed. Res.* 77, 284-302.
- Garcés, M., Agustí, J. y Parés, J.M. (1997). Late Pliocene continental magnetochronology from the Guadix-Baza Basin (Betic Ranges Spain). *Earth Planet. Sci. Lett.* 146 (3-4), 677-688.
- Garcés, M., Krijgsman, W., Van Dam, J., Calvo, J.P., Alcalá, L. y Alonso-Zarza, A.M. (1999). Late Miocene alluvial sediments from the Teruel area: Magnetostratigraphy, magnetic susceptibility, and facies organization. *Acta Geológica Hispánica* 32, 171-184.
- García-Aguilar, J.M. y Palmqvist, P. (2011). A model of lacustrine sedimentation for the early Pleistocene deposits of Guadix-Baza basin (southeast Spain). *Quaternary International* 243, 3-15.

- García-García, F., Fernández, J., Viseras, C. y Soria, J.M. (2006a). Architecture and sedimentary facies evolution in a delta stack controlled by fault growth (Betic Cordillera, southern Spain, late Tortonian). *Sedimentary Geology* 185, 79–92.
- García-García, F., Fernández, J., Viseras, C. y Soria, J.M. (2006b). High frequency cyclicity in a vertical alternation of Gilbert-type deltas and carbonate bioconstructions in the late Tortonian, Tabernas Basin, Southern Spain. *Sedimentary Geology* 192, 123-139.
- García-Hidalgo, J.F. Temiño, J. y Segura, M. (2002). Holocene aeolian sediments on the southern border of the Duero basin (Spain): Origin and development of an aeolian system in a temperate zone. *Journal of Sedimentary Research* 72 (1), 30-39.
- García-Hidalgo, J. F., Temiño, J. y Segura, M. (2010). Ambientes eólicos. En: *Sedimentología. Del proceso físico a la cuenca sedimentaria*. F. Arche (Ed.). C.S.I.C, Madrid, 53-73.
- García-Pérez, A. (2015). *Estructura y evolución de la cuenca neogeno-cuaternaria de Valdecebro (Teruel)*. Universidad de Zaragoza, Facultad de Ciencias. **TAZ-TFG-2015-3155**.
- Garrido-Megías, A. (1973). *Estudio geológico y relación entre tectónica y sedimentación del Secundario y Terciario de la vertiente meridional pirenaica en su zona central (Provincias de Huesca y Lérida)*. Tesis Doctoral (inéd.), Univ. de Granada, 395 p.
- Garrido-Megías, A. (1982). Introducción al análisis tectosedimentario: aplicación al estudio dinámico de cuencas. *Act. V Congr. Latinoamer. Geol.* 1, 385-402.
- Garrido-Megías, A. y Villena, J. (1977). El Trías Germánico en España: Paleogeografía y estudio secuencial, *Cuad. Geol. Iberica* 4, 37-56.
- Gat, J.R. (1971). Comments on the stable isotope method in regional groundwater investigation. *Water Resource Res.* 7, 980
- Gautier, F., Moissenet, E., y Viallard, P. (1972). Contribution à l'étude stratigraphique et tectonique de fossé Néogène de Teruel (Chaînes Ibériques, Espagne). *Bull. Mus. Hist. Nat.* 3^a serie 77, 179-200.;
- Gawthorpe, R.L., Sharp, I.R., Underhill, J.R. y Gupta, S. (1997). Linked sequence stratigraphic and structural evolution of propagating normal faults. *Geology* 25, 795-798.
- Gawthorpe, R.L. y Leeder, M.R. (2000). Tectono-sedimentary evolution of active extensional basins. *Basin Research* 12, 195-218.
- Gawthorpe, R.L., Hardy, S. y Ritchie, B. (2003a). Numerical modelling of depositional sequences in half-graben rift basins. *Sedimentology* 50, 169-185.
- Gawthorpe, R.L., Jackson, C. A.L., Young, M.J., Sharp, I.R., Moustafa, A.R. y Leppard, C.W. (2003b). Normal fault growth, displacement localisation and the evolution of normal fault populations: the Hammam Faraun fault block, Suez rift, Egypt. *Jour. Struct. Geol.* 25, 883-895.
- Gaylord, D.R. y Dawson, P.J. (1987). Airflow terrain interactions through a mountain gap, with an example of eolian activity beneath an atmospheric hydraulic jump. *Geology* 15, 789–792.
- Gee, J.S., y Kent, D.V. (2007). Source of oceanic magnetic anomalies and the geomagnetic polarity time scale. En: *Treatise on Geophysics 5, chapter 12*. M. Kono (Ed.). Elsevier, Amsterdam, 455–507.
- Gervais, P. (1852). Description des ossements fossils de mammifères rapportés d'Espagne par MM. de Verneuil, collomb et de Lorière. *Bull. Suc. Geol. France* 10, 147-162.
- Ghinassi, M., Papini, M., Yosieph, L. y Rook, L. (2009). Palaeoenvironments of the Buia Homo site: High-resolution facies analysis and non-marine sequence stratigraphy in the Alat formation (Pleistocene Dandiero Basin, Danakil depression, Eritrea). *Palaeogeography Palaeoclimatology Palaeoecology* 280, 415–431
- Gibbs, A.D. (1984). Structural evolution of extensional basin margins. *Journal of the Geological Society* 141, 609-620.
- Gierlowski-Kordesch, E. y Kelts, K. (1994). *Global Geological Record of Lake Basins Vol. 1*. Cambridge University Press, Cambridge. 464 p.
- Gierlowski-Kordesch, E. (2010). Lacustrine Carbonates. En: *Carbonates in sedimentary settings. Facies, environments and processes vol. I*. Alonso-Zarza, A.M. y Tarnner, L.H. (Eds.). Elsevier, Amsterdam. 1-70.
- Gilbert, G.K. (1885). The topographic features of lake shores. U.S. Geological Survey, 5th Annual Report (1883-1884), 69-123.
- Gilbert, G.K. (1890). Lake Bonneville. Geological Survey Mon. I, 1-438.
- Giraud. M. y Piaziat. J.C. (1993). Séismites in the fluvatile Bima sandstones: identification of paleoseisms and discussion of their magnitudes in a Cretaceous synsedimentary strike-slip basin (Upper Benue. Nigeria). *Tectonophysics* 225. 493-522.
- Glenn, C.R. y Kelts, K. (1991). Sedimentary rhythms in lake deposits. En: *Cycles and Events in*

- Stratigraphy*. Einsele, G., Ricken W. y Seilacher, A. (Eds.). Springer-Verlag, Berlin. 188–221.
- Godoy, A., Moissenet, E., Ramírez, J.I., Olivé, A., Aznar, J.M., Jerez Mir, L., Aragonés, E., Aguilar, M.J., Ramírez del Pozo, J., Leal, M.C., Adrover, R., Alberdi, M.T., Giner, J., Gutiérrez Elorza, M., Portero, J.M. y Gabaldón, V. (1983a). *Mapa Geológico de España 1:50.000, hoja nº 542 (Alfambra)*. IGME, Madrid.
- Godoy, A., Ramírez, J.I., Olivé, A., Moissenet, E., Aznar, J.M., Aragonés, E., Aguilar, M.J., Ramírez del Pozo, J., Leal, M.C., Jerez Mir, L., Adrover, R., Goy, A., Comas, M.J., Alberdi, M.T., Giner, J., Gutiérrez Elorza, M., Portero, J.M. y Gabaldón, V. (1983b). *Mapa Geológico de España 1: 50.000, hoja nº 567 (Teruel)*. IGME, Madrid.
- Gómez Cano, A.R., Fernández, M.H. y Álvarez-Sierra, M.A. (2011). Biogeographic provincialism in rodent faunas from the Iberocccitanian Region (southwestern Europe) generates severe diachrony within the Mammalian Neogene (MN) biochronologic scale during the Late Miocene. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 307 (1), 193-204.
- Gonfiantini, R. (1984). Report of Advisory Group Meeting on stable isotope reference samples for geochemical and hydrological investigations. *International Atomic Energy Agency*, Vienna.
- González, A. (1989). *Análisis tectosedimentario del Terciario del borde SE de la Depresión del Ebro (sector bajoaragonés) y cubetas ibéricas marginales*. Tesis Doctoral (inéd.), Universidad de Zaragoza, 507 p.
- González, A., Pardo, G. y Villena, J. (1988). El análisis tectosedimentario como instrumento de correlación entre cuencas. *II Congr. Geol. España, SGE, Granada, Simposios*, 175-184.
- González, A. y Guimerà, J. (1993). Sedimentación sintectónica en una cuenca transportada sobre una lámina de cabalgamiento: la cubeta terciaria de Aliaga. *Rev. Soc. Geol. España* 6, 151-165.
- Goudie, A.S. (1983). Calcrete. En: *Chemical Sediments and Geomorphology*. Goudie, A.S. y Pye, K. (Eds.). Academic Press, London, 93-131.
- Gradstein, F.M., Ogg, J.G. y Smith, A.G. (2004). *A Geological Time Scale*, Cambridge University Press, Cambridge. 589 p.
- Gracia, F.J., Gutierrez, M. y Leranoz, B. (1988). Las superficies de erosión neógenas en el sector central de la Cordillera Ibérica. *Rev. Soc. Geol. España* 1, (1-2), 135-142.
- Gracia, F.J., Gutierrez, F. y Gutierrez, M. (2003). The Jiloca karst polje-tectonic graben (Iberian Range, NE Spain). *Geomorphology*, 52, 215-231.
- Gregor, H.J. y Günther, T. (1985). Neue Pflanzenfunde aus dem Vallesium (jüngeres Neogen) von Libros (Becken von Teruel, Spanien). *Mitt. Badischen Landesver. Naturkunde Naturschutz* 13, 297-309.
- Griffin, D.L. (2002). Aridity and humidity: two aspects of the late Miocene climate of North Africa and the Mediterranean, *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 182, 65-91.
- Guillén Mondejar, F., Rodríguez Estrella, T., Arana, R. y López Aguayo, F. (1994). Unidades tectosedimentarias y rupturas en la Cuenca de Lorca (Murcia). *Geogaceta* 17, 39-42.
- Guimerà, J. y Álvaro, M. (1990). Structure et évolution de la compression alpine Dans la Chaîne Cotiere Catalane (Espagne). *Bull. Soc. Géol. Fr.* 8, 339-348.
- Guimerà, J. (1997). Las fosas neógenas de Teruel y el Jiloca: su relación con la estructura cortical. *Avances en el conocimiento del Terciario ibérico*. III Congreso del Grupo Español del Terciario, 105-108.
- Gupta, S., Underhill, J.R., Sharp, I.R. y Gawthorpe, R.L. (1999). Role of fault interactions in controlling synrift sediment dispersal patterns: Miocene, Abu Alaqa Group, Suez Rift, Sinai, Egypt. *Basin Res.* 11, 167-189.
- Gupta, A. y Scholz, C.H. (2000). A model of normal fault interaction based on observations and theory. *J. Struct. Geol.* 22 865-879.
- Gutiérrez, M. y Peña, J.L. (1976). Glacis y terrazas en el curso medio del río Alfambra (provincia de Teruel). *Boletín Geológico y Minero*, 87(6), 561-570.
- Gutiérrez, M. y Gracia, F.J. (1997). Environmental interpretation and evolution of the Tertiary erosion surfaces in the Iberian Range (Spain). En: *Palaeosurfaces: Recognition, Reconstruction and Palaeoenvironmental Interpretation*. M. Widdowson, (Ed.). Geological Society Special Publication 120, 147-158.
- Gutiérrez, F., Gutiérrez, M., Gracia, F.J., McCalpin, J.P., Lucha, P. y Guerrero, J. (2008). Plio-Quaternary extensional seismotectonics and drainage networks development in the central sector of the Iberian Chain (NE Spain). *Geomorphology* 102, 21-42.
- Gutiérrez, F., Masana, E., González, A., Lucha, P., Guerrero, J. y McCalpin, J.P. (2009). Late Quaternary

- paleoseismic evidence on the Munébrega half-graben fault (Iberian Range, Spain). *Int J Earth Sci.* 98, 1691-1703.
- Gutiérrez, F., Lucha, P., Guerrero, J., Gutiérrez, M. y Carbonel, D. (2012a). Discussion on the article "Paleoseismological analysis of an intraplate extensional structure: the Conclud fault (Iberian Chain, eastern Spain)". *International Journal of Earth Sciences* 101, 579-585.
- Gutiérrez, F., Carbonel, D., Guerrero, J. y Zarroca, M. (2012b). Late Holocene episodic displacement on fault scarps related to interstratal dissolution of evaporites (Teruel Neogene Graben, NE Spain). *Journal of Structural Geology* 34, 2-19.
- Hack, J.T. (1941). Dunes of the western Navajo country. *Geogr. Rev.* 31, 240-263.
- Hampton, M.A. (1979). Buoyancy in debris flows. *Journal of Sediment. Petrol.* 49, 753-755.
- Hardie, L.A. y Eugester, H. P. (1970). The evolution of closed-basin brines. *Mineral. Soc. Amer. Spec. Paper* 3, 273-290.
- Hardie, L.A., Smoot, J.P. y Eugester, H.P. (1978). Saline lakes and their deposits: a sedimentological approach. *Spec. Publ. Int. Assoc. Sedimentol.* 2, 7-41.
- Harvey, A.M. (1987). Patterns of Quaternary aggradational and dissectional landform development in the Almeria region, southeast Spain: a dry-region tectonically active landscape. *Die Erde* 118, 193-215.
- Haug, G.H., Hughen, K.A., Sigman, D.M., Peterson, L.C. y Rohl, U. (2001). Southward migration of the Intertropical Convergence Zone through the Holocene, *Science* 293, 1304-1308.
- Haywood, A.M., Chandler, M.A., Valdes, P.J., Salzmann, U., Lunt, D.J. y Dowsett, H.J. (2009). Comparison of mid-Pliocene climate predictions produced by the HadAM3 and GCMAM3 General Circulation Models. *Glob. Planet. Change* 66, 208-224
- Hein, F.J. y Walker, R.G. (1977). Bar evolution and development of stratification in the gravelly, braided, Kicking Horse River, British Colombia. *Can. J. Earth Sci.* 14, 562-570.
- Heller, P.L. y Paola, C. (1992). The large-scale dynamics of grain-size variation in alluvial basins, 2: Application to syntectonic conglomerate. *Basin Research* 4, 91-102.
- Hernández Fernández, M., Álvarez-Sierra, M.Á. y Peláez-Campomanes, P. (2007). Bioclimatic analysis of rodent palaeofaunas reveals severe climatic changes in Southwestern Europe during the Plio-Pleistocene. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 251 (3-4), 500-526.
- Hernández, A., Godoy, A., Alvaro, M., Ramírez, J.I., Leal, M.C., Aguilar, M., Anadón, P., Moissenet, E., Meléndez, A., Gómez, J.J., Martín, J.M., García, J.C., Aramburu, C., Ortí, F., Solé, N. y Gabaldón, V. (1985). *Mapa Geológico de España 1: 200.000, hoja nº 47 (Teruel)*. ITGE, Madrid, 192 p.
- Hernández-Pacheco, E. (1914). Los vertebrados terrestres del Mioceno de la Península Ibérica. *Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat.* 9, 443-485.
- Hernández-Pacheco, E. (1916). Presentación de ejemplares remitidos por el Sr. Rodríguez y López Neyra de Los Algezares de Teruel. *Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat.* 16, 220.
- Hernández-Pacheco, E. (1921). La llanura manchega y sus mamíferos. Yacimiento de la Puebla de Almoradier. *Com. Inves.t Paleont. Y Prehist.* 28, 1-43.
- Hernández-Pacheco, E. (1924). Noticia sobre el yacimiento paleontológico de Conclud (Teruel). *Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat.* 24, 401-404.
- Hernández-Pacheco, E. (1930). Nota acerca del descubrimiento de restos fósiles de dos grandes fieras en Conclud. *Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat.* 30, 115.
- Heward, A.P. (1978). Alluvial fan sequences and megasequence models: with examples from Westphalian D-Stephanian B coalfields, northern Spain. *Sedimentology* 25, 451-488.
- Herraiz, M., De Vicente, G., Lindo-Ñaupari, R., Giner, J., Simón, J.L., González-Casado, J.M., Vadillo, O., Rodríguez-Pascua, M.A., Cicuéndez, J.I., Casas, A.M., Cabañas, L., Rincón, P., Cortés, A.L. y Lucini, M. (2000). The recent (upper Miocene to Quaternary) and present tectonics stress distributions in the Iberian Peninsula. *Tectonics*, 19: 762-786.
- Hilgen, F. J., Lourens, L.J. y van Dam, J. A. (2012). The Neogene Period. En: *The Geological Time Scale*. Gradstein, F.M., Ogg, J.G. y Smith, A.G (Eds.). Elsevier, Amsterdam, 923 - 978.
- Hillier, R.D., Waters, R. A., Marriot, S.B. y DAVIES, J.R. (2011) Alluvial fan and wetland interactions: evidence of seasonal slope wetlands from the Silurian of south central Wales, UK. *Sedimentology* 58, 831-853
- Hodell, D.A. y Woodruff, F., (1994). Variations in the strontium isotopic ratio of seawater during the Miocene: stratigraphic and geochemical implications. *Paleoceanography* 9, 405-426.
- Hoefs, J. (2009). *Stable Isotope Geochemistry*. Springer-Verlag, Berlin. 285 p.

- Hooke, R.L.B. (1967). Processes on arid-region alluvial fans. *Journal of Geology* 75, 438-460.
- Hordijk, K., Bosma, A., Bruijn, H., van Dam, J., Geraedts, C., van den Hoek Ostende, L., Reumer, J. y Wessels, W. (2015). Biostratigraphical and palaeoecological implications of the small mammal assemblage from the late early Miocene of Montalvos 2, Teruel Basin, Spain. *Palaeobiodiversity and Palaeoenvironments*, 95, 321–346.
- Howard, A.D. (1985). Interaction of sand transport with topography and local winds in the northern Peruvian coastal desert. En: *Proceedings of the International workshop on the physics of blown sand*. Barndorff-Nielsen, O.E., Møller, J. T., Rasmussen, K.R. y Willetts, B.B. (Eds.). Dept. Theoretical Statistics, Institute of Mathematics, Univ. Aarhus, Mem. 8. 511-543.
- Hsü, K., Ryan, W.B.F. y Cita, M.B. (1973). Late Miocene desiccation of the Mediterranean, *Nature* 242, 240–244.
- Huerta, P. y Armenteros, I. (2005). Calcrete and palustrine assemblages on a distal alluvial-floodplain: a response to local subsidence (Miocene of the Duero Basin, Spain). *Sedimentary Geology* 177, 235-270.
- Hunter, R.E. (1977). Basic types of stratification in small eolian dunes. *Sedimentology* 24, 361-387.
- Hunter, R.E., Richmond, B.M. y Alpha, T.R. (1983). Storm-controlled oblique dunes of the Oregon coast. *Bull. Geol. Soc. Am.* 94, 1450–1465.
- Hutchinson, G. E. (1957). A Treatise on Limnology Geography, Physics and Chemistry. John Wiley and Sons, New York. 672p.
- IGME. (1981). Ampliación de la investigación de Pizarras Bituminosas en el sector de Libros (Teruel). Unpubl. Report. Instituto Geológico Minero de España, 48 p.
- Illenberger, W.K. (1988). The dunes of the Alexandria coastal dunefield, Algoa Bay, South Africa. *S. Afr. J. Geol.* 91, 381-390.
- Inglès, M., Salvany, J.M., Muñoz, A. y Pérez, A. (1998). Relationship of mineralogy to depositional environments in the non-marine Tertiary mudstones of the southeastern Ebro basin (Spain). *Sedimentary Geology* 116, 159-176.
- Inman, D.L., Ewing, G.C. y Corliss, J.B. (1966). Coastal sand dunes of Guerrero Negro, Baja California, Mexico. *Bull. Geol. Soc. Am.* 77, 787-802.
- Isidro, A., Alcalá, L., Sánchez, B., Nomen, C. y Alberdi, M.T. (2001). Anquilosis del carpo y del tarso en *Hipparion Primigenium* del Mioceno de Teruel. *VI Congreso Nacional de Paleontología*, 200-207.
- Jackson, J.A. y Leeder, M.R. (1994). Drainage systems and the development of normal faults: an example from Pleasant Valley, Nevada. *Jour. Struct. Geol.* 16, 1041-1059.
- Jackson, C.A.L., Gawthorpe, R.L. y Sharp, I.R. (2002). Growth and linkage of the East Tanka fault zone, Suez rift: structural style and syn-rift stratigraphic response. *Jour. Geol. Soc. London* 159, 175-187.
- Jackson, C.A.L., Gawthorpe, R.L., Leppard, C. y Sharp, I.R. (2006). Rift-initiation development of normal fault blocks: insights from the Hammam Faraun fault block, Suez Rift, Egypt. *Jour. Geol. Soc. London* 163, 165-183.
- Jansen, E. y Sjoholm, J. (1991). Reconstruction of glaciation over the past 6 Myr from ice-borne deposits in the Norwegian Sea. *Nature* 349, 600-603.
- Jones, S.J., Frostick, L.E. y Astin, T.R. (2001). Braided stream and flood plain architecture: the Rio Vero Formation, Spanish Pyrenees. *Sedimentary Geology* 139, 229-260.
- Katterhorn, S.A., Aydin, A. y Pollard, D. (2000). Joints at high angles to normal fault strike: an explanation using 3-D numerical models offault-perturbed stress fields. *J. Struct. Geol.* 22, 1-23.
- Kelts, K. (1988). Environments of deposition of lacustrine petroleum source rocks: an introduction. En: *Lacustrine Petroleum Source Rocks*. Fleet, A., Kelts K. y Talbot, M.R. (Eds.). Geological Society Special Publication 40, 3-26.
- Kelts, K., y Hsü, K. (1978). Freshwater carbonate sedimentation. En: *Lakes: Physics, Chemistry and Geology*. Lerman, A., (Ed.). Berlin, Springer, 295–323.
- Kendall, A.C. (1992). Evaporite. En: *Facies Models-Response to sea level change*. Walker, R.G. y James, N.P. (Eds.). Geological Association of Canada, Ottawa. 375-409.
- Kesel, R.H. (1985). Alluvial fan systems in a wet tropical environment, Costa Rica. *National Geographic Research* 69 A, 85-99.
- Kim, S.T. y O'Neill, J.R. (1997). Equilibrium and nonequilibrium oxygen isotope effects in synthetic carbonates. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 61, 3461-3475.
- Kirschvink, J.L. (1980). The least-squares line and plane and the analysis of paleomagnetic data.

- Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society* 62, 699-718.
- Kirkby, M.J. (1977). Maximum sediment efficiency as a criterion for alluvial channels. En: River channel changes. K.J. Gregory (Ed.). Wiley & Sons, New York, Chichester, 429-442.
- Kocurek, G. (1981). Significance of interdune deposits and bounding surfaces in eolian dune sands. *Sedimentology* 28, 753-780.
- Kocurek, G.A. (1996). Desert aeolian systems. En: *Sedimentary Environments: Processes, Facies, and Stratigraphy*. Reading, H.G. (Ed.). Blackwell Scientific Publications, Oxford. 125-153.
- Kocurek, G., y Dott Jr., R.H. (1981). Distinctions and uses of stratification types in the interpretation of eolian sand. *J. Sediment. Petrol.* 51, 579-595.
- Kocurek, G., Townsley, M., Yeh, E., Sweet, M. y Havolm, K. (1992). Dune and dune-field development stages on Padre Island, Texas: effects of lee airflow and sand saturation levels and implications for interdune deposition. *Journal of Sedimentary Petrology* 62, 622-635.
- Kocurek, G. y Havhlo, K.G. (1993). Aeolian sequence stratigraphy -a conceptual framework. En: *Siliciclastic Sequence Stratigraphy recent developments and applications*. Weimer, P. y Posamentier, H. P (Eds.). *American Association of Petroleum Geologists Memoir* 58, 393-409.
- Kraus, M.J. y Hasiotis, S.T. (2006). Significance of different modes of rhizolith preservation to interpreting paleoenvironmental and paleohydrologic settings: Examples from Paleogene paleosols, Bighorn Basin, Wyoming, U.S.A. *Journal of Sedimentary Research*, 76. 633-646.
- Krijgsman, W. (1996). Miocene magnetostratigraphy and cyclostratigraphy in the Mediterranean: extension of the astronomical polarity time scale. *Geologica Ultraiectina* 141, 1-207.
- Krijgsman, W., Garcés, M., Langereis, C. G., Daams, R., van Dam, J., van der Meulen, A.J., Agustí y J., Cabrera, L. (1996). A new chronology for the middle to late Miocene continental record in Spain. *Earth and Planetary Science Letters* 142, 367-380.
- Kruvier, P., Langereis, C.G., Dekkers, M. y Krijgsman W. (2003). Rock-magnetic properties of multicomponent natural remanent magnetization in alluvial red beds (NE Spain). *Geophysics Journal International* 153, 317-332.
- Kuehl, S.A., Demaster, D.J. y Nittrouer, C.A. (1986). Distribution of sedimentary structures on the Amazon subaqueous delta. *Continental Shelf Research* 6, 311-336.
- Kuhlman, H. (1960). The terminology of the geo-aeolian environment. *Geogr. Tidsskr.* 59, 70-88.
- Kouwenhoven, T.J., Seidenkrantz, M.S. y van der Zwaan, G.J. (1999). Deep-water changes: the near-synchronous disappearance of a group of benthic foraminifera from the Late Miocene Mediterranean. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 152, 259-281.
- Lafuente, P. (2011). *Tectónica activa y paleosismicidad de la falla de Concud (Cordillera Ibérica central)*. Tesis doctoral (inéd.), Universidad de Zaragoza, Zaragoza, 253 p.
- Lafuente, P., Rodríguez-Pascua, M.A., Simón, J.L., Arlegui, L.E. y Liesa, C.L. (2008). Sismitas en depósitos pliocenos y pleistocenos de la fosa de Teruel. *Revista de la Sociedad Geológica de España* 21(3-4), 133-149.
- Lafuente, P. y Arlegui, L (2009). Where faults meet: palaeostress analysis at the juncture of the Concud and Teruel faults. *Trabajos de Geología*, Universidad de Oviedo 29, 417-423.
- Lafuente, P., Arlegui, L.E., Liesa, C.L. y Simón, J.L. (2011a). Paleoseismological analysis of an intraplate extensional structure: the Concud fault (Iberian Chain, Eastern Spain). *International Journal of Earth Sciences* 100 (7), 1713-1732.
- Lafuente, P., Arlegui, L.E., Casado, I., Ezquerro, L., Liesa, C.L., Pueyo, Ó. y Simón, J.L. (2011b). Geometría y cinemática de la zona de relevo entre las fallas neógeno-cuaternarias de Concud y Teruel (Cordillera Ibérica). *Rev. Soc. Geol. Esp.* 24, 117-132.
- Lancaster, N. (1993). Origins and sedimentary features of supersurfaces in the northwestern Gran Desierto Sand'Sea. En: *Aeolian Sediments: Ancient and Modern*. Pye K. y Lancaster N. (Eds.). International Association of Sedimentologists, Special Publication 16, 71-83.
- Laskar, J., Robutel, P., Joutel, F., Gastineau, M., Correia, A.C.M. y Levrard, B. (2004). A long term numerical solution for the insolation quantities of the Earth. *Astron. Astrophys.* 428, 261-285.
- Lear, C.H., Rosenthal, Y. y Wright, J.D. (2003). The closing of a seaway: Ocean water masses and global climate change. *Earth Planet. Sci. Lett.* 210, 425-436.
- Lecce, S.A. (1990). The alluvial fan problem. En: *Alluvial fans. A field approach*. A.R. Rachocky y M. Church (Eds.). John Wiley & Sons, 3-24.
- Leeder, M. (1999). *Sedimentology of Sedimentary Basins – From Turbulence to Tectonics*. Blackwell Science, Oxford, 608 p.

- Leeder, M.R. y Gawthorpe, R.L. (1987). Sedimentary models for extensional tilt-block/half-graben basins. En: *Continental Extensional Tectonics*. Coward, M.P., Dewey, J.F. y Hancock, P.L. (Eds.). Spec. Publ. Geol. Soc. London. 139-152.
- Leng, M.J. y Marshall, J.D. (2004). Palaeoclimate interpretation of stable isotope data from lake sediment archives. *Quaternary Science Reviews* 23, 811-831.
- Leng, M.J., Lamb, A.L., Heaton, T., Marshall, J.D., Wolfe, B., Jones, M.D., Holmes, J. y Arrowsmith, C. (2005). Isotopes in lake sediments. En: *Isotopes in Palaeoenvironmental research*. Leng, M.J. (Ed.). Springer, Dordrecht. 147-185.
- Li, H.C. y Ku, T.L. (1997). $d^{13}C-d^{18}O$ covariance as a palaeohydrological indicator for closed-basin lakes. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 132, 69-80.
- Liesa, C.L. (2000). *Fracturación y campos de esfuerzos compresivos alpinos en la Cordillera Ibérica y el NE peninsular*. Tesis Doctoral (iné.), Univ. de Zaragoza, 760 p.
- Liesa, C.L. (2011a). Fracturación extensional cretácica en la Sierra del Pobo (Cordillera Ibérica, España). *Rev. Soc. Geol. España* 24, 31-48.
- Liesa, C.L. (2011b). Evolución de campos de esfuerzos en la Sierra del Pobo (Cordillera Ibérica, España). *Rev. Soc. Geol. España* 24, 49-68.
- Liesa, C.L. y Arlegui, L.E. (1996). Problemas metodológicos en el análisis de lineamientos tectónicos mediante programas de tratamiento digital de imágenes. *Rev. Real Acad. Cien. Exac. Fís. Quím. Nat. Zar.* 51, 151-163.
- Liesa, R.J. y Lisle, R.J. (2004). Reliability of methods to separate stress tensors from heterogeneous fault-slip data. *Journal of structural geology* 26 (3), 559-572.
- Liesa, C.L., Casas, A.M., Soria, A.R., Simón, J.L. y Meléndez, A. (2004). Estructura extensional cretácica e inversión terciaria en la región de Aliaga-Montalbán. *Geo-Guías* 1, 151-180.
- Liesa, C.L., Soria, A.R., Meléndez, N. y Meléndez, A. (2006). Extensional fault control on the sedimentation patterns in a continental rift basin: El Castellar Formation, Galve sub-basin, Spain. *Journal of the Geological Society* 163 (3), 487-498.
- Liesa, C.L. y Simón, J.L. (2009). Evolution of intraplate stress fields under multiple compressions: The case of the Iberian Chain (NE Spain). *Tectonophysics* 474, 144-159.
- Liesa, C.L., Rodríguez-López, J.P., Ezquerro, L., Alfaro, P., Rodríguez-Pascua, M.A., Lafuente, P., Arlegui, L. y Simón, J.L. (2016). Facies control on seismites in an alluvial-aeolian system: The Pliocene dunefield of the Teruel half-graben basin (eastern Spain). *Sedimentary Geology* 344, 237-252.
- Lisiecki, L.E. y Raymo, M.E. (2005). A Pliocene-Pleistocene stack of globally distributed benthic ^{18}O records. *Paleoceanography* 20, PA1003. doi:10.1029/2004PA001071
- Lisle, R.J., Orife, T. y Arlegui, L.E. (2001). A stress inversion method requiring only fault slip sense. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 106 (B2), 2281-2289.
- Lister, G.S., Kelts, K., Chen, K.Z., Yu, J.Q. y Niessen, F. (1991). Lake Qinghai, China: closed-basin lake levels and the oxygen isotope record for ostracoda since the latest Pleistocene. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 84, 141-162.
- Lourens, L.J., Hilgen, F.J., Laskar, J., Shackleton, N.J. y Wilson, D. (2004). The Neogene Period. En: *A Geologic Time Scale*. Gradstein, F.M., Ogg, J.G., Smith, A.G. (Eds.). Cambridge University Press, Cambridge, 409-440.
- Lowe, D.R. (1975). Water escape structures in coarse-grained sediments. *Sedimentology* 22, 157-204.
- Lowe, D.R. (1976). Grain flow and grain flow deposits. *Jour. Sed. Petrology* 46, 188-199.
- Lowe, D.R. (1979). Sediment gravity flows: their classification and some problems of application to natural flows and deposits. En: *Geology of Continental Slopes*. Doyle, L.J. y Pilkey, O.H. (Eds.) Society of Economic Paleontologists and Mineralogists Special Publication, 27. 75-82.
- Lowe, D.R. (1982). Sediment gravity flows: II. Depositional models with special reference to the deposits of high-density turbidity currents. *Journal of Sedimentary Petrology* 52, 279-297.
- Lowe, D.R. y LoPiccolo, R.D. (1974). The characteristics and origins of dish and pillar structures. *Journal of Sedimentary Petrology* 44, 484-501.
- Lowenstein, T.K. y Hardie, L.A. (1985). Criteria for recognition of salt-pan evaporates. *Sedimentology* 32, 627-644.
- Luzón, M.A. (2001). *Análisis Tectosedimentario de los materiales terciarios continentales del sector central de la Cuenca del Ebro (provincias de Huesca y Zaragoza)*. Tesis doctoral (iné.), Univ. de Zaragoza, 465 p.

- Luzón, A. y González, A. (1994). Rupturas sedimentarias y secuencias oblicuas, un ejemplo en el Oligoceno Superior del sector centro-oriental de la Cuenca del Ebro. *IIº Congreso del Grupo Español de Terciario*, Jaca, 145-148.
- Luzón, A. y González, A. (2000). Sedimentology and evolution of a Paleogene-Neogene shallow carbonate lacustrine system, Ebro basin, northeastern Spain. En: *Lake basins through space and time*, E.H. Gierlowski-Kordesch y K.R. Kelts, (Eds.), Amer. Assoc. Petrol. Geol., Studies in Geology 46, 407-416.
- Luzón, A., González, A., Muñoz, A. y Sánchez-Valverde, B. (2002). Upper Oligocene-Lower Miocene shallowing upward lacustrine sequences controlled by periodic and non-periodic processes (Ebro Basin, northeastern Spain). *Journal of Paleolimnology* 28, 441-456.
- Luzón, A., (2005). Oligocene-Miocene alluvial sedimentation in the northern Ebro Basin, NE Spain. Tectonic control and palaeogeographical evolution. *Sedimentary Geology* 177, 19-39.
- Luzón, A., Mayayo, M.J. y Pérez, A. (2009). Stable isotope characterization of co-existing carbonates from the Holocene Gallocanta lake (NE Spain): palaeolimnological implications. *International Journal of Earth Sciences* 98, 1129-1150.
- Luzón, A., Gauthier, A., Pérez, A., Pueyo-Anchuela, O., Mayayo, M.J. y Muñoz, A. (2017). Late Pleistocene-Holocene palaeoenvironmental evolution of the Añamara River valley (Iberian Range, NE Spain): Multidisciplinary approach on the study of carbonate fluvial deposits. *Quaternary International* 437, 51-70.
- Mabbutt, J.A. (1977). Desert Landforms. Canberra Australian National University Press. 340 p.
- Maestre, A. (1845). Descripción geognostica y minera del distrito de Cataluña y Aragón. *An. Minas* 3, 193-278.
- Mai, D.H. (1995). Tertiäre Vegetationsgeschichte Europas. Gustav Fischer, Jena.
- Mainguet, M. (1984). A classification of dunes based on aeolian dynamics and the sand budget. En: *Deserts and arid lands*. El-Baz, F. (Ed.). Dordrecht: Martinus Nijhoff. 31-58.
- Mainguet, M., y Callot, Y. (1974). Air photo study of typology and interrelations between the texture and structure of dune patterns in the Fachi-Bilma Erg, Sahara. *Z. Geomorph. Suppl. Bd.* 20.
- Mangini, A., Blumbach, P., Verdes, P., Spötl, C., Scholz, D., Machel, H. y Mahon, S. (2007). Combined records from a stalagmite from Barbados and from lake sediments in Haiti reveal variable seasonality in the Caribbean between 6.7 and 3 ka BP. *Quaternary Science Reviews* 26, 1332-1343.
- Margalef, R. (1947). Observaciones micropaleontológicas sobre los yacimientos lacustres miocenos de Libros (Teruel). *Estudios Geológicos* 5, 171-177.
- Marks, P. (1971). Turolian, in stratotypes of Mediterranean Neogene stages. *Gior. Di Geol.* 27, 2, 209-213.
- Marsh, W.M. y Marsh, B.D. (1987). Wind erosion and sand dune formation on high Lake Superior bluffs. *Geog. Ann.* 69A, 379-391.
- Marshall, J.D., Jones, R.T., Crowley, S.F., Oldfield, F., Nash, S. y Bedford, A. (2002). A high resolution late glacial isotopic record from Hawes Water, Northwest England. Climatic oscillations: calibration and comparison of palaeotemperature proxies. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 185, 25-40.
- Martin, J. D. (2004). *Using X Powder: A Software Package for Powder X-Ray Diffraction Analysis*. Legal Deposit GR 1001/04. ISBN: 84-609-1497-6. Spain.
- Martini, I. y Sandrelli, F. (2015). Facies analysis of a Pliocene river-dominated deltaic succession (Siena Basin, Italy): implications for the formation and infilling of terminal distributary channels. *Sedimentology* 62, 234-265.
- Mastrogiacomo, G., Moretti, M., Owen, G. y Spalluto, L. (2012). Tectonic triggering of slump sheets in the Upper Cretaceous carbonate succession of the Porto Selvaggio area (Salento peninsula, southern Italy): synsedimentary tectonics in the Apulian Carbonate Platform. *Sedimentary Geology* 269-270, 15-27.
- McConnaughey, T. (1989). ^{13}C and ^{18}O isotopic disequilibrium in biological carbonates: I. Patterns. *Geochim. Cosmochim. Acta* 53, 151-162.
- McCrea, J.M. (1950). The isotopic composition of carbonates and a paleotemperature scale. *Journal of Chemical Physics* 18, 849-857.
- McDonald, E.V., McFadden, L.D., y Wells, S.G. (2003). Regional response of alluvial fans to the Pleistocene-Holocene climatic transition, Mojave Desert, California En: *Paleoenvironments and paleohydrology of the Mojave and southern Great Basin Deserts, Boulder, Colorado*. Enzel, Y., Wells, S.G. y Lancaster, N. (Eds.). Geological Society of America Special Paper 368. 189-205.
- McGowen, J.H. y Groat, G.G., (1971). Van Horn Sandstone, West Texas, and alluvial fan model for mineral

- exploration. *Texas Bureau of Economic Geology Report of Investigations 72*, 57 p.
- McKee, E.D. (1979). Ancient sandstones considered to be eolian. En: *A study of global sand seas*. McKee E.D. (Ed.). Prof. Pap. US Geol. Surv. 1052. 187-238.
- McKee, E.D. (1983). Eolian sand bodies of the world. En: *Eolian sediments and processes*. Brookfield, M.E. y Ahlbrandt, T.S. (Eds.). Elsevier, Amsterdam. 1-25.
- McKee, E.D., Breed, C.S. y Fryberger, S.G. (1977). Desert sand seas. En: *Skylab explores the Earth*. NASA, Washington DC. 5-48.
- McLane, P. (1995). *Sedimentology*. Oxford University Press, New York, 423 p.
- McPherson, H.J. y Hirst, F. (1972). Sediment changes on two alluvial fans in the Canadian Rocky Mountains. En: *Mountain Geomorphology. Geomorphological Processes in the Canadian Cordillera*. O. Slaymaker y H.J. McPherson (Eds.). B.C. Geographical Series 14, 161-175.
- Mein, P. (1975). Resultats du Groupe de Travail des Vertebres. *Report on activity of the R.C.M.N.S. Working groups*, Bratislava, 77-81
- Mein, P., Moissenet, E. y Adrover, R. (1983). L'extension et l'âge des formations continentales pliocenes du fossé de Teruel. *Comptes Rendus de l'Academie des Sciences de Paris* 296, 1603-1610
- Mein, P., Moissenet, E. y Adrover, R. (1990). Biostratigraphie du Neogene superieur de Teruel. *Paleontología i Evolució* 23, 121-139.
- Melosh, H.J. y Williams Jr., J.C.A. (1989). Mechanics of graben formation in cristal rocks: A finite element analysis. *Jour. Geophy. Res.* 94, 13961-13973.
- Melton, F.A. (1940). A tentative classification of sand dunes its application to dune history in the southern High Plains. *J. Geol.* 48, 113-174.
- Miall, A.D. (1978). Lithofacies types and vertical profile models in braided river deposits: a summary. En: *Fluvial sedimentology*. Miall, A.D. (Ed.). Can. Soc. Petrol. Geol. Mem. 5, 1-47.
- Miall, A.D. (1985). Architecture-element analysis: a new method of facies analysis applied to fluvial deposits. *Earth Sci. Rev.* 22, 261-308.
- Miall, A.D. (1996). *The Geology of Fluvial Deposits: Sedimentary Facies, Basin Analysis and Petroleum Geology*. Springer-Verlag, Berlin, 582 p.
- Michaux, Y. (1971). Muridae (Rodentia) du Pliocene supérieur d'Espagne et du Midi de la France. *Paleovertebrata* 3, 1-25.
- Michaux, J.R., Filippucci, M.G., Libois, R.M., Fons, R. y Matagne, R.F. (1996). Biogeography and taxonomy of *Apodemus sylvaticus* (the woodmouse) in the Tyrrhenian region: enzymatic variations and mitochondrial DNA restriction pattern analysis. *Heredity* 76, 267-277.
- Milana J.P. (2010). The sieve lobe paradigm: Observations of active deposition. *Geology* 38 (3), 207-210.
- Mitchum, R.M.Jr., Vail, P.R. y Thompson, S. (1977). Seismic stratigraphy and global changes of sea level!. Part. 2: The depositional sequence as a basic unit for stratigraphic analysis. En: *Seismic stratigraphy. Applications to hydrocarbon exploration*. C.E. Payton (Ed.). Amer. Assoc. Petrol. Geol. Memoir 26, 53-62.
- Moissenet, E., Adrover, R. y Aguirre, E. (1974): Fosa de Teruel. *Col. Int. Bioestrat. Cont. Neog. Sup. Cuat. Inf. Libro Guía*, 49-68.
- Moissenet, E. (1980). Relief et déformations récentes: trois transversales dans les fossés internes des Chaînes Ibériques orientales. *Rév. Géograph. Pyrénées et Sud-Ouest*, 51 (3), 315-344.
- Moissenet, E. (1982a): Le Villafranchien de la région de Te-ruel (Espagne), Stratigraphie-Déformations-Milieux. En: *Colloque "Le Villafranchien Méditerranéen"*, Lille, 229-253.
- Moissenet, E. (1982b). Observations preliminaires sur les piedmonts internes des monts dans la region de Teruel. *Colloque "Montagnes/Piedemonts"*, Toulouse.
- Moissenet, E. (1983). Aspectos de la neotectónica en la fosa de Teruel. En: *Libro Jubilar, J.M. Ríos. Geología de España, Tomo 2*. Comba J.A. (Ed.). IGME, Madrid, 427-446.
- Moissenet, E. (1984). L'évolution tectonique du fossé néogène de Teruel (chaîne Iberiques orientales, provinieses de Cuenca, Teruel et Valence, Espagne). *Comptes Rendus de l'Academie des Sciences du Paris* 299 (4), 173-178.
- Moissenet, E. (1985). Le Quaternaire moyen alluvial du fossé de Teruel (Espagne). *Physio-Géo.*, 14/15, 61-78.
- Moissenet, E. (1989). Les fosses néogènes de la Chaîne Ibérique: leur évolution Dans le temps. *Bull. Soc. Géol. Fr.* 8 (5), 919-926.

- Moissenet, E., Lindsay, E., Mein, P., Opdyke, N. y Pérez-González, A. (1990). The Alfambrian: new continental stage for the Pliocene formations of the Teruel Basin. Biostratigraphy, magnetostratigraphy, referenced sections. *IX Congress R.C.M.N.S., Barcelona abstract*, 245-247.
- Moissenet, E. (1993). L'âge et les déformations des terrasses alluviales du Fossé de Teruel. En: *El Cuaternario de España y Portugal*, IGME-AEQUA, Madrid, 1, 267-279.
- Molnar, P. (2008). Closing of the Central American Seaway and the Ice Age: A critical review. *Paleoceanography* 23, PA2201, doi:10.1029/2007PA001574
- Montenat, C., Barrier, P., d'Estevou, P.O. y Hibsich, C. (2007). Seismites: an attempt at critical analysis and classification. *Sedimentary Geology* 196, 5-30.
- Montoya, P., Alcalá, L. y Morales, J. (2001a). Primer hallazgo de un vivérrido (Carnivora, Mammalia) en el Mioceno superior de la Fosa de Teruel (España). *Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat.* 96 (3-4), 101-109.
- Montoya, P., Alcalá, L. y Morales, J. (2001b). Indarctos (Ursidae, Mammalia) from the Spanish Turolian (Upper Miocene). *Scripta Geol.* 122, 123-151.
- Morales, J., Peláez-Campomanes, P., Abella, J., Montoya, P., Gibert, L., Scott, G., Cantalapiedra, J.L. y Sanisidro, O. (2013). The Ventian mammal age (Latest Miocene): present state]. *Spanish Journal of Palaeontology* 28 (2), 149-160.
- Morgan J.P. (1970). *Deltaic sedimentation: Modern and Ancient*. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Special Publication, 15, Tulsa, Oklahoma.
- Moretti, M. (2000). Soft-sediment deformation structures interpreted as seismites in middle-late Pleistocene aeolian deposits (Apulian foreland, southern Italy). *Sedimentary Geology* 135, 167-179.
- Moretti, M. y Tropeano, M. (1996). Strutture sedimentarie deformative (sismiti) nei depositi tirreniani di Bari. *Mem. Soc. Geol. It.* 51/1, 485-500.
- Moretti, M., Alfaro, P., Caselles, O. y Canas, J. A. (1999). Modelling seismites with a digital shaking table. *Tectonophysics* 304, 369-383.
- Mosbrugger, V., Utescher, T. y Dilcher, D. (2005). Cenozoic continental climatic evolution of Central Europe. *Proc. Natl. Acad. Sci.* 102, 14964-14969.
- Mountney, N.P., Howell, J.A., Flint, S.S., Jerram, D.A. (1999). Relating eolian bounding surface geometries to the bed forms that generated them: Etjo Formation, Cretaceous, Namibia. *Geology* 27, 159-162.
- Mountney, N.P. (2006a). Eolian facies models. En: *Facies Models Revisited*. Walker R.G. y Posamentier H. (Eds.). SEPM Mem. 84, 19-83.
- Mountney, N.P. (2006b). Periodic accumulation and destruction of aeolian erg sequences in the Permian Cedar Mesa Sandstone, White Canyon, southern Utah, USA. *Sedimentology* 53, 789-823.
- Mountney, N.P. y Thompson, D.B. (2002). Stratigraphic evolution and preservation of aeolian dune and damp/wet interdune strata: an example from the Triassic Helsby Sandstone Formation, Cheshire Basin, UK. *Sedimentology* 49, 805-833.
- Moustafa, A.R. (1997). Controls on the geometry of transfer faults in the Suez rift and Red Sea: implications for the structural geometry of the systems. *AAPG Bulletin* 86 (6), 979-1002.
- Moustafa, A.R. (2002). Controls on the development and evolution of transfer zones: the influence of basement structure and sedimentary thickness in the Suez rift and Red Sea. *Journal of Structural Geology* 19, 755-768.
- Mudie, P.J. y Helgason, J. (1983). Palynological evidence for Miocene climatic cooling in eastern Iceland about 9.8 Myr ago. *Nature* 303, 689-692.
- Muñoz, A. (1992). *Análisis tectosedimentario del Terciario del sector occidental de la cuenca del Ebro (Comunidad de La Rioja)*. Inst. Estudios Riojanos, Logroño. Ciencias de la Tierra 15, 347 p.
- Muñoz, A., Arenas, C., González, A., Luzón, A., Pardo, G., Pérez, A. y Villena, J. (2002). Ebro Basin (northeastern Spain). En: *The Geology of Spain*. Gibbons W. y Moreno T. (Eds.). Geol. Soc. (London), 301-309.
- Navás, L. (1922). Algunos fósiles de Libros (Teruel). *Bol. Soc. Ibérica Cien. Nat.* 21, 52-61.
- Nemec, W. (1995). The dynamics of deltaic suspension plumes. En: *Geology of Deltas*. Oti, M.N. y Postma, G. (Eds.). Rotterdam, Balkema. 31-93.
- Nemec, W. y Postma, G. (1995). Reply to Discussion of Blair and McPherson, 1995. *Sedimentology* 42 (3), 535-549.
- Nichols, G. (2009). *Sedimentology and Stratigraphy, 2nd Edition*. Wiley-Blackwell, New-York. 432 p.
- Nilsen, T.H. (1982). Alluvial fan deposits. En: *Sandstone depositional environments*. P.A. Scholle y D. Spearing (Eds.). American Association of Petroleum Geologists, Memoir 3 (1), 471-481.

- Obermeier, S.F., Gohn, G.S., Weems, R.E., Gelinas, R.L. y Rubin, M. (1985). Geologic evidence for recurrent moderate to large earthquakes near Charleston, South Carolina. *Science* 277, 408-410.
- Obermeier, S.F., Martin, J.R., Frankel, A.O., Youo, T.L., Munson, P.J., Munson, C.A. y Pond, E.E. (1993). Liquefaction evidence for one or more strong Holocene earthquakes in the Wabash Valley of southern Indiana and Illinois, with a preliminary estimate of magnitude. *U.S. Geol. Surv. Prof. Pap.* 1536, 27 p.
- Obermeier, S.F. (1996). Use of liquefaction-induced features for paleoseismic analysis - An overview of how seismic liquefaction features can be distinguished from other features and how their regional distribution and properties of source sediment can be used to infer the location and strength of Holocene paleo-earthquakes. *Engineering Geology* 44 (1-4), 1-76.
- Olariu, C., Bhattacharya, J.P., Xu, X., Aiken, C.L.V., Zeng, X. y McMechan, G.A. (2005). Integrated study of ancient delta-front deposits, using outcrop, ground-penetrating radar and three-dimensional photorealistic data: Cretaceous Panther Tongue Sandstone, Utah. En: *River Deltas— Concepts, Models, and Examples*. Giosan, L. y Bhattacharya, J.P. (Eds.). SEPM, Special Publication 83, 155–177.
- Olariu, C. y Bhattacharya, J.P. (2006). Terminal distributary channels and delta front architecture of river-dominated delta systems. *Journal of Sedimentary Research* 76, 212-233.
- Olariu, C., Steel, R.J. y Petter, A.L. (2010). Delta-front hyperpycnal bed geometry and implications for reservoir modeling: Cretaceous Panther Tongue delta, Book Cliffs, Utah. *AAPG Bull.* 94, 819-845.
- Ogg, J.G. (2012). Chapter 5: geomagnetic polarity time scale. En: *The Geologic Time Scale*. Gradstein, F.M., Ogg, J.G., Schmitz, M.D. y Ogg, G.M. (Eds.). Elsevier, Amsterdam.
- Oms, O., Dinarés-Turel, J., Agustí, J. y Parés, J.M. (1999). Refinements of the European mammal biochronology from the magnetic polarity record of the Plio-Pleistocene Zújar section, Guadix-Baza Basin, SE Spain. *Quaternary research*, 51: 94-103.
- Opdyke, N., Mein, P., Lindsay, E., Pérez-González, A., Moissenet, E. y Norton, V.L. (1997). Continental deposits, magnetostratigraphy and vertebrate paleontology, late Neogene of Eastern Spain. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 133: 129-148.
- Ordoñez, S. y García del Cura, M.A. (1983). Recent and Tertiary fluvial carbonates in Central Spain. En: *Ancient and Modern Fluvial Systems*. Collinson, J.D. y Lewin, J. (Eds.). International Association of Sedimentologists Special Publication 6, 485-497.
- Orife, T. y Lisle, R. (2005). Assessing the statistical significance of palaeostress estimates: simulations using random fault-slips. *J. Struct. Geol.* 28, 952-956.
- Ortí, F., Rosell, L. y Anadón, P. (2003). Deep to shallow lacustrine evaporites in the Libros Gypsum (southern Teruel Basin, Miocene, NE Spain): an occurrence of pelletal gypsum rhythmites. *Sedimentology* 50, 361-386.
- Ortí, F. (2010). Evaporitas: capítulos XV y XVI. En: *Sedimentología. Del proceso físico a la cuenca sedimentaria*. F. Arche (Ed.). C.S.I.C., Madrid, 619-771.
- Orton, G.J. (1988). A spectrum of middle Ordovician fan-deltas and braid plain deltas, North Wales: a consequence of varying fluvial clastic input. En: *Fan Deltas: Sedimentology and Tectonic Settings*. Nemec, W. y Steel, R.J. (Eds.). Blackie, Glasgow, 23-49.
- Orton, G.J. y Reading, H.G. (1993). Variability of deltaic processes in terms of sediment supply with particular emphasis on grain size. *Sedimentology* 40, 475-512.
- Overeem, I., Kroonenberg, S.B., Veldkamp, A., Groenesteijn, K., Rusakov, G.V. y Svitoch, A.A. (2003). Small-scale stratigraphy in a large ramp delta: recent and Holocene sedimentation in the Volga delta, Caspian Sea. *Sedimentary Geology* 159, 133-157.
- Owen, G. (1987). Deformation processes in unconsolidated sands, En: *Deformation of sediments and sedimentary rocks*. Jones, M.E. y Preston, R.M.F. (Eds.). Geological Society Spec. Publ. 29. 11-24.
- Owen, G. (1996). Experimental soft-sediment deformation: structures formed by the liquefaction of unconsolidated sands and some ancient examples. *Sedimentology* 43, 279–293.
- Owen, G. (2003). Load structures: gravity driven sediment mobilization in the shallow subsurface. En: *Subsurface Sediment Mobilization*. van Rensbergen, P., Hillis, R.R., Maltman, A.J. y Morley, C.K. (Eds.). Geological Society of London, Special Publications 216, 21-34.
- Owen, G. y Moretti, M. (2011). Identifying triggers for liquefaction-induced soft-sediment deformation in sands. *Sedimentary Geology* 235, 141-147.
- Owen, G., Moretti, M. y Alfaro, P. (2011). Recognising triggers for soft-sediment deformation: current understanding and future directions. *Sedimentary Geology* 235, 133-140.
- Pagani, M., Arthur, M.A. y Freeman, K.H. (1999). Miocene evolution of atmospheric carbon dioxide.

- Paleoceanography* 14, 273-292.
- Pailhé, P. (1984). *La Chaîne Ibérique Orientale. Étude géo-morphologique*. Tesis Doctoral, Univ. de Bordeaux, 682 p.
- Paola, C., Heller, P.L. y Angevine, C.L. (1992). The large scale dynamics of grain-size variation in alluvial basins, 1: Theory: *Basin Research* 4, 73-90.
- Paola, C. et al. (2001). Experimental stratigraphy. *GSA Today*, 11, 4-9.
- Paricio, J. y Simón, J.L. (1986). Aportaciones al conocimiento de la compresión tardía en la Cordillera Ibérica oriental: la cuenca neógena inferior del Mijares (Teruel-Castellón). *Estudios Geológicos* 42, 307-319.
- Pardo, G., Villena, J. y González, A. (1989). Contribución a los conceptos y a la aplicación del análisis tectosedimentario. Rupturas y unidades tectosedimentarias como fundamento de correlaciones estratigráficas. *Revista de la Sociedad Geológica de España* 2, 199-219.
- Pardo, G., Arenas, C., González, A., Luzón, A., Muñoz, A., Pérez, A., Pérez-Rivarés, F.J., Vázquez-Urbez, M. y Villena, J. (2004). La Cuenca del Ebro. En: *Geología de España*. Vera, J.A. (Ed.). Sociedad Geológica de España-Instituto Geológico y Minero de España, Madrid, 533-542.
- Pascucci, V., Costantini, A., Martini, I.P. y Dringoli, R. (2006). Tectono-sedimentary analysis of a complex, extensional, Neogene basin formed on thrust-faulted, Northern Apennines hinterland: Radicofani Basin, Italy. *Sedimentary Geology* 183, 71-97.
- Peacock, D.C.P. (2002): Propagation, interaction and linkage in normal fault systems. *Earth-Science Reviews*, 58, 121-142.
- Pearson, P.N. y Palmer, M.R. (2000). Atmospheric carbon dioxide concentrations over the past 60 million years. *Nature* 406, 695-699.
- Pedley, H.M. (1990). Classification and environmental models of cool freshwater tufas. *Sedimentary Geology* 68, 143-154.
- Pedley, H.M. (2009). Tufas and travertines of the Mediterranean region: a testing ground for freshwater carbonate concepts and developments. *Sedimentology* 56, 221-246.
- Pegoraro, O. (1972). *Application de la microtectonique a une étude de neotectonique. Le gol/e Maliaque (Grece centrale)*. These Illeme cycle, USTL Montpellier. 41p.
- Pérez, A. (1989). *Estratigrafía y sedimentología del terciario del borde meridional de la depresión del Ebro (sector riojano-aragonés) y cubetas de Muniesa y Montalbán*. Tesis doctoral (inéd.), Univ. de Zaragoza, 525 p.
- Pérez Rivarés, J. (2016). *Estudio magnetoestratigráfico del Mioceno del sector central de la Cuenca del Ebro: cronología, correlación y análisis de la ciclicidad sedimentaria*. Tesis doctoral (inéd.), Universidad de Zaragoza, 281 p.
- Peña, J.L. (1981). Las acumulaciones cuaternarias de la confluencia de los ríos Alfambra y Guadalaviar en las cercanías de Teruel. *Actas VII Col. Geografía*, Pamplona, 1-13.
- Peña, J.L., Sánchez, M. y Simón, J.L. (1981). Algunos aspectos de la tectónica cuaternaria en el margen oriental de la fosa de Alfambra-Teruel. *Teruel*, 66, 31-48.
- Peña J.L., Gutierrez M., Ilbáñez, M.J., Lozano, M.V., Rodríguez, J., Sánchez-Fabre, M., Simón, J.L., Soriano, M.A. y Yetano, L.M. (1984). *Geomorfología de la provincial de Teruel*, Instituto de Estudios Turolenses, 149 p.
- Pesquero, M.D. (2003). Hipparion del Turolense superior de Las Casiones (Fosa de Teruel). *Coloquios de paleontología* 1, 511-548.
- Pesquero, M.D., Alberdi, M.T. y Alcalá, L. (2006). The late Vallesian Hipparion from La Roma 2, Teruel, Spain: a study of the morphology and biometry variability of Hipparion primigenium. *Journal of Paleontology* 80, 343-356.
- Pesquero, M.D. y Alcalá, L. (2008). Taphonomy of the Miocene mammal site of La Roma 2 (Teruel, Spain) revisited. En: *Taphos 08, Quinta reunión de Tafonomía y Fossilización*. Aguirre, J., Braga, J.C., Checa, A.G., Company, M. y Rodríguez-Tovar F.J. (Eds.), Instituto Geológico y Minero de España y Universidad de Granada, Universidad de Granada, 88-89.
- Pesquero, M.D., Alcalá, L., Espílez, E., Luque, L., Mampel, L., Salesa, M.J. y Siliceo, G. (2010). Preservation and interpretation of hyaena coprolites from the Miocene mammalian site of La Roma 2 (Teruel, Spain). *Zth European Association of Vertebrate Palaeontology Meeting, Abstracts Volume. Francia: Aix-en-Provence*, 69.
- Pesquero, M.D., Alberdi, M.T. y Alcalá, L. (2011). Remains of Hipparion (Equidae, Perissodactyla) from Puente Minero (Teruel Province, Spain) and their implications for the systematics of the Turolian

- Hipparionini. *Palaeontology* 54 (6), 1303-1321.
- Picard, M.D. y High Jr., L.R. (1972). Criteria for Recognizing Lacustrine Rocks. En: *Recognition of Ancient Sedimentary Environments*. Rigby, J.K. y Hamblin, W.K. (Eds.). Society of Economic Paleontologists and Mineralogists Special Publication 16, 108-145.
- Pimentel, N.L., Wright, V.P. y Azevedo, T.M. (1996). Distinguishing early groundwater alteration effects from pedogenesis in ancient alluvial basins: examples from the Palaeogene of Portugal. *Sedimentary Geology* 105, 1-10.
- Gierlowski-Kordesch, E.H., Viseras, C. y Soria, J.M. (2009). Major controls on carbonate deposition during the evolution of a continental basin: Pliocene-Pleistocene of the Guadix Basin (Betic Cordillera, southern Spain). *Sedimentary Geology* 219, 97-114.
- Pla-Pueyo, S., Candy, I. Viseras, C y Henares, S. (2012). Preliminary results of isotopic analysis on continental carbonates in the Guadix Basin (Betic Cordillera, S. Spain). En: *GeoTemas 13*. Fernández, L.P., Fernández, A., Cuesta, A., Bahamonde, J.R. (Eds.). Resúmenes extendidos del VIII Congreso Geológico de España, Oviedo, 707-710.
- Platt, N.H. y Wright, V.P. (1991). Lacustrine carbonates: facies models, facies distributions and hydrocarbon aspects. En: *Lacustrine Facies Analysis*. Anadón, P., Cabrera L. y Kelts, K. (Eds.). Spec. Publ. Int. Assoc. Sedimentol. 13, 57-74.
- Platt, N.H. y Wright, V.P. (1992). Palustrine carbonates and the Florida Everglades: towards an exposure index for the fresh-water environment. *Journal of Sedimentary Petrology* 62, 1058-1071.
- Posamentier, H.W. y Vail, P.R. (1988). Eustatic controls on clastic deposition. II. Sequence and systems tract models. En: *Sea Level Changes—An Integrated Approach*. Wilgus, C.K., Hastings, B.S., Kendall, C.G.St.C., Posamentier, H.W., Ross, C.A. y Van Wagoner, J.C. (Eds.). SEPM Special Publication 42, 125- 154.**
- Postigo-Mijarra, J.M., Barrón, E., Gómez-Manzanque, F. y Morla, C. (2009). Floristic changes in the Iberian Peninsula and Balearic Islands (SW Europe) during the Cenozoic. *J. Biogeogr.* 36, 2025-2043.**
- Postma, G. (1990). Depositional architecture and facies of river and fan deltas: a synthesis. En: *Coarse Grained Deltas*. Colella, A. y Prior, D.B. (Eds.). International Association of Sedimentologists, Special Publication 10, Oxford, Blackwell Science. 13-27.**
- Postma, G. y Roep, T.B. (1985). Resediment conglomerates in the bottomsets of Gilbert-Type gravel deltas. *Journ. Of Sediment. Petrol.* 55 (6), 874-885.**
- Potter, P.E. y Szatmari, P. (2009). Global Miocene tectonics and the modern world. *Earth-Sci. Rev.* 96, 279-295.**
- Pueyo, E., Garcés, M., Mauritsch, H.J., Lewis, C., Scholger, R., Sancho, C., Molina, R., Schnepf, E., Larrasoana, J.C., Parés, J.M., Pocoví, A., Muñoz, A., Valero, B., Millán, H., Laplana, C., Oliva, B. y González, P. (2006). Sampling, transportation and magnetic-free consolidation of extremely soft sediments for paleomagnetic purposes: a successful recipe? En: *Paleomagnetismo en la Península Ibérica: MAGIBER I*. Calvo, M., Garcés, M., Gomes, C., Larrasoana, J., Pueyo, E., Villalain, J., (Eds.). Burgos, 119-126.
- Pueyo Anchuela, O., Lafuente, P., Arlegui, L.E., Liesa, C.L. y Simón, J.L. (2016). Geophysical characterization of buried active faults: the Conclud Fault (Iberian Chain, NE Spain). *International Journal of Earth Sciences* 105 (8), 2221-2239
- Pye, K. (1984). Models of transgressive coastal dune building episodes and their relationship to Quaternary sea level changes: a discussion with reference to evidence from eastern Australia. En: *Coastal research: U.K. perspectives*. Clark, M. (Ed.) Norwich Geo Books. 81-104
- Pye, K. y Tsoar, H. (2009). *Aeolian Sand and Sand Dunes*. Springer-Verlag, Berlin. 457 p.
- Quade, J.T., Solounias, N. y Cerling, T.E. (1994). Stable isotope evidence from paleosol carbonates and fossil teeth in Greece for forest or woodlands over the past 11 Ma. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 108, 41-53.
- Quade, J., Chivas, A.R. y McCulloch, M.T. (1995). Strontium and carbon isotope tracers and the origins of soil carbonate in South Australia and Victoria. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 113, 103-117.
- Ramón, M. J., Pueyo, E. L. (2012). Automatic calculation of demagnetization intervals; a new approach based on the virtual directions method and comparison with the linearity spectrum analysis. En: *GeoTemas 13*. Fernández, L.P., Fernández, A., Cuesta, A. y Bahamonde, J.R. (Eds.). Resúmenes extendidos del VIII Congreso Geológico de España, Oviedo, 1180-1183.
- Ramón, M.J. (2013). Flexural unfolding of complex geometries in fold and thrust belts using paleomagnetic

- vectors. Tesis doctoral (inéd.). Universidad de Zaragoza. 228 p.
- Rainbird, R.H., Hadlari, T., Aspler, L.B., Donaldson, J.A., LeCheminant, A.N., y Peterson, T.D. (2003). Sequence stratigraphy and evolution of the Paleoproterozoic intracontinental Baker Lake and Thelon basins, western Churchill Province, Nunavut, Canada. *Precambrian Res.* 125, 21-53.
- Raymo, M.E., Lisiecki, L.E. y Nisancioglu, K.H. (2006). Plio–Pleistocene ice volume, Antarctic climate, and the global $d1^8O$ record. *Science* 313, 492-495.
- Reading, H.G. (1996). *Sedimentary Environments. Processes, facies and stratigraphy*. Blackwell Science, 704 p.
- Reading, H.G. y Collison, J.D. (1996). Clastic coasts. En: *Sedimentary Environments. Processes, facies and stratigraphy* Reading, H.G. (ed.). Blackwell Science, 154-231.
- Riba, O. (1976). Syntectonic unconformities of the Alto Cardener, Spanish Pyrenees: A genetic interpretation, *Sedimentary Geology* 15, 213-233.
- Riba, O. (1989). Las discordancias sintectónicas como elementos de análisis de cuencas. En: *Sédimentología*. Arche, A. (Ed.). Colección nuevas tendencias, C.S.I.C. 2, 489-522.
- Riba, O. (1992). Las secuencias oblicuas en el borde norte de la Depresión del Ebro en Navarra y la discordancia de Barbarín. *Acta geológica hispánica* 27 (1-2), 55-68.
- Rietveld, H.M. (1969). A Profile Refinement Method for Nuclear and Magnetic Structures. *Journal of Applied Crystallography* 2, 65-71.
- Roberts, S.M., Spencer, R.J. y Lowenstein, T.K. (1994). Late Pleistocene saline lacustrine sediments, Badwater basin, Death Valley, California. En: *Lacustrine Reservoirs and Depositional Systems*. A.J. Lomando, B.C. Schreiber y P.M. Hartis (Eds.). *SEPM Core Workshop* 19, 61-103.
- Robles, F. (1975). Contribución al conocimiento paleomalacológico del Turolense de Teruel. *Acta I del Coloquio Internacional sobre Biostratigrafía continental del Neógeno superior y Cuaternario inferior*, 113-115.
- Roca, E. y Guimerà, J. (1992). The Neogene structure of the eastern Iberian margin: structural constraints on the crustal evolution of the Valencia trough (western Mediterranean). *Tectonophysics*, 203, 203-218.
- Rodríguez, A.B., Hamilton, M.D. y Anderson, J.B. (2000). Facies and evolution of the modern Brazos Delta, Texas: wave versus Rood influence. *J Sediment. Res.* 70, 283-295.
- Rodríguez-López, J.P., Meléndez, N., de Boer, P.L. y Soria, A.R. (2008). Aeolian sand sea development along the Mid-Cretaceous Western Tethyan Margin (Spain): erg sedimentology and palaeoclimate implications. *Sedimentology* 55, 1253-1292.
- Rodríguez-López, J.P., Liesa, C.L., van Dam, J., Lafuente, P., Arlegui, L., Ezquerro, L. y de Boer, P.L. (2012). Aeolian construction and alluvial dismantling of a fault-bounded intracontinental aeolian dune field (Teruel Basin, Spain); a continental perspective on late Pliocene climate change and variability. *Sedimentology* 55, 1253-1292.
- Rodríguez-López, J.P. y Arche, F. (2010). Deltas. En: *Sedimentología. Del proceso físico a la cuenca sedimentaria*. F. Arche (Ed.). C.S.I.C, Madrid, 561-619.
- Rodríguez-Pascua, M.A. (1998). Paleosismicidad y sismotectónica de las cuencas lacustres neógenas de prebético de Albacete. Tesis Doctoral.
- Rodríguez-Pascua, M.A., Calvo, J.P., De Vicente, G. y Gómez-Gras, D. (2000). Soft-sediment deformation structures interpreted as seismites in lacustrine sediments of the Prebetic Zone, SE Spain, and their potential use as indicators of earthquake magnitudes during the Late Miocene. *Sedimentary Geology* 135, 117-135.
- Rossetti, D.F. y Santos Jr., A.E. (2003). Events of sediment deformation and mass failure in Upper Cretaceous estuarine deposits (Cametá Basin, northern Brazil) as evidence for seismic activity. *Sedimentary Geology* 161, 107-130.
- Rouchy, J.M. y Caruso, A. (2006). The Messinian salinity crisis in the Mediterranean basin: A reassessment of the data and an integrated scenario. *Sediment. Geol.* 188-189, 35-67.
- Rubio, J.C. y Simón, J.L. (2007). Tectonic subsidence vs. erosional lowering in a controversial intramontane depression: the Jiloca basin (Iberian Chain, Spain). *Geological Magazine*, 144, 1-15.
- Rubio, J.C., Simón, J.L. y Soriano, M.A. (2007). Interacting tectonics, hydrogeology and karst processes in an intramontane basin; the Jiloca graben (NE Spain). *Hidrogeol. J.* 15, 1565-1576.
- Rusell, R.J. (1936). Physiography of the Lower Mississippi River Delta, reports on the Geology of Plaquemines and St. Bernard Parishes, Louisiana Dep. Conservations. *Geol. Bull.* 8, 3-199.

- Salas, R. y Casas, A. (1993). Mesozoic extensional tectonics, stratigraphy and crustal evolution during the Alpine cycle of the eastern Iberian Chain. *Tectonophysics* 228, 33-55.
- Salesa, M.J., Montoya, P., Alcalá, L. y Morales, J. (2003). El género *Paramachairodus* Pilgrim, (Felidae, Machairodontinae) en el Mioceno superior español. *Coloquios de Paleontología, Volumen Extraordinario 1*, 603-615.
- Salesa, M.J., Antón, M., Turner, A., Alcalá, L., Montoya, P. y Morales, J. (2010). Systematic revision of the late Miocene sabre-toothed felid *paramachairodus* in Spain. *Palaeontology* 53 (6), 1369-1391.
- Salvany, J.M. (1989). *Las formaciones evaporíticas del Terciario continental de la Cuenca del Ebro en Navarra y La Rioja. Litoestratigrafía, petrología y sedimentología*. Tesis doctoral (inéd). Universitat de Barcelona. 397 p.
- Salvany, J.M. (1997). Continental evaporitic sedimentation in Navarra during the Oligocene to Lower Miocene: Falces and Lerín Formations. En: *Sedimentary deposition in rift and foreland basins in France and Spain (Paleogene and Lower Miocene)*. Busson, G. y Schreiber, Ch. (Eds.). Columbia University Press. 397-411
- Salvany, J.M., Muñoz, A. y Pérez, A. (1994). Nonmarine evaporitic sedimentation and associated diagenetic processes of the southwestern margin of the Ebro Basin (Lower Miocene), Spain. *J. Sedim. Res.* 64, 190-203.
- Salvany, J.M., García-Veigas, J. y Oortí, F. (2007). Glauberite-halite association of the Zaragoza Gypsum Formation (Lower Miocene, Ebro Basin, NE Spain). *Sedimentology* 54. 443-467
- Sánchez Fabre, M. (1989). *Estudio geomorfológico de la Depresión de Alfambra-Teruel-Landete y sus rebordes montañosos*. Tesis Doctoral (inéd.), Univ. de Zaragoza, 926 p.
- Sancho, R., Alonso-Zarza, A.M. y Calvo, J.P. (2000). El Terciario del sector Alfambra-Villalba Alta (Fosa de Teruel). *Teruel* 88-89, 39-84.
- Sanz, M.E., Alonso-Zarza, A.M. y Calvo, J.P. (1995). Carbonate pond deposits related to semi-arid alluvial systems: examples from the Tertiary Madrid Basin, Spain. *Sedimentology* 42, 437-452.
- Scherer, C.M.S., Lavina, E.L.C., Dias Filho, D.C., Oliveira, F.M., Bongioiolo, D.E. y Aguiar, E.S. (2007). Stratigraphy and facies architecture of the fluvial-aeolian-lacustrine Sergi Formation (Upper Jurassic) Recôncavo Basin, Brazil. *Sed. Geol.* 194, 169-193.
- Schröder, H.G., Windolph, H. y Schneider, J. (1983). Balance of the biogenic calcium carbonate production in an oligotrophic lake (Lake Attersee, Salzkammergut, Austria). *Arch. Hydrobiol.* 97, 356-372.
- Schumm, S.A. (1977). *The fluvial system*. John Wiley & Sons, Chichester. New York. 338 p.
- Scholz, C.A., y Rosendahl, B.R. (1990). Coarse-clastic facies and stratigraphic sequence models from Lakes Malawi and Tanganyika, East Africa. En: *Lacustrine basin exploration - case studies and modern analogs*. Katz B.J. (Ed.). AAPG Memoir 50. 151-168.
- Schwab, A., Burns, S.J. y Kelts, K. (1999). Holocene environments from stable isotope stratigraphy of ostracodes and authigenic carbonate in Chilean Altiplano lakes. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 148, 153-168.
- Scotti, V.N., Molina, P., Faccenna, C., Soligo, M. y Casas-Sainz, A.M. (2014). The influence of surface and tectonic processes on landscape evolution of the Iberian Chain (Spain): Quantitative geomorphological analysis and geochronology. *Geomorphology* 206, 37-57.
- Scruton, P.C. (1960). Delta building and the deltaic sequence. En: *Recent Sediments, Northwest Gulf of Mexico*. Shepard, F.P., Phleger, F.B. y Van Andel T.H. (Eds.). American Association of Petroleum Geologists, Tulsa, Oklahoma, 82-102.
- Seilacher, A. (1969). Fault-graded beds interpreted as seismites. *Sedimentology* 13, 155-159.
- Sidi, F.H., Numedal, D., Imbert, P., Darman, H. y Posamentier, H.W. (2003): *Tropical deltas of southeast Asia: sedimentology, stratigraphy and petroleum geology*. Society of Economic Palaeontologists and Mineralogists, Special Publication, 76. 269 p.
- Simón, J.L. (1982). *Compresión y distensión alpinas en la Cadena Ibérica oriental*. Tesis Doctoral, Univ. de Zaragoza. Publ. Instituto de Estudios Turolenses, 1984, 269 p.
- Simón, J.L. (1983). Tectónica y neotectónica del sistema de fosas de Teruel. *Teruel*, 69, 21-97.
- Simón, J.L. (1984). *Compresión y distensión alpinas en la Cadena Ibérica oriental*. Instituto de estudios Turolenses, Teruel, 269 p.
- Simón, J.L. (1986). Analysis of a gradual change in stress regime (example from the eastern Iberian Chain, Spain). *Tectonophysics* 124, 37-53.
- Simón, J.L. (1989). Late Cenozoic stress field and fracturing in the Iberian Chain and Ebro Basin (Spain). *Journal of Structural Geology* 11, 285-294.
- Simón, J.L. (1990). Algunas reflexiones sobre los modelos tectónicos aplicados a la Cordillera Ibérica.

- Geogaceta* 8, 123–129.
- Simón, J.L. (2006). El análisis de paleoesfuerzos a partir de cantos estriados: precisiones metodológicas. *Rev. Soc. Geol. España* 19, 153-162.
- Simón, J.L. (2007). Analysis of solution lineations in pebbles: Kinematical vs. dynamical approaches. *Tectonophysics* 445, 337–352.
- Simón, J.L. y Paricio, J. (1988). Sobre la compresión neógena en la Cordillera Ibérica. *Estudios Geológicos* 44, 271-283.
- Simón, J.L. y Soriano, M. A. (1993). La falla de Conclud (Teruel): actividad cuaternaria y régimen de esfuerzos asociado. En: *El Cuaternario de España y Portugal, Tomo 2*. T. Aleixandre y A. Pérez González (Eds). IGME, Madrid, 729-737.
- Simón, J.L., Arlegui, L.E., Liesa, C.L. y Maestro, A. (1999). Stress perturbations registered by jointing near strike-slip, normal, and reverse faults: Examples from the Ebro Basin, Spain. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 104, 15141-15153.
- Simón, J.L., Lafuente, P., Arleguil, L.E., Liesa, C.L y Soriano, M.A. (2005). Caracterización paleosísmica preliminar de la falla de Conclud (fosa del Jiloca, Teruel). *Geogaceta*, 38, 63-66.
- Simón, J.L., Arlegui, L.E., Lafuente, P., Liesa, C.L. (2012). Active extensional faults in the central-eastern Iberian Chain, Spain. *Journal of Iberian Geology* 38, 127-144.
- Simón, J.L., Arlegui, L.E., Ezquerro, L., Lafuente, P. y Liesa, C.L. (2014). Aproximación a la peligrosidad sísmica en la ciudad de Teruel asociada a la falla de Conclud (NE España). *Geogaceta* 5, 7–10.
- Simón, J.L., Arlegui, L.E., Ezquerro, L., Lafuente, P., Liesa, C.L. y Luzón, A. (2015). Enhanced paleoseismic succession at the Conclud Fault (Iberian Chain, Spain): new insights for seismic hazard assessment. *Natural Hazards* 80 (3), 1967–1993
- Simón, J.L., Arlegui, L.E., Ezquerro, L., Lafuente, P., Liesa, C.L. y Luzón, A. (2017). Structure and paleoseismology of the Teruel Fault: dynamic interaction and strain partitioning with the Conclud Fault (eastern Iberian Chain, Spain). *Journal of Structural Geology*, in press.
- Sims, J.D. (1975). Determining earthquake recurrence intervals from deformational structures in young lacustrine sediments. *Tectonophysics* 29, 141-152.
- Smith, H.T.U. (1946). Sand dunes. *Trans. Acad. Sci.* 8, 197-199.
- Smoot, J.P. y Lowenstein, T.K. (1991). Depositional environments of non-marine evaporates. En: *Evaporites, Petroleum and Mineral Resources*. Malvin, J.L. (Ed.). Elsevier, Amsterdam. 189-347.
- Sondaar, P.Y. (1961). Les Hipparion de l'Aragon meridional. *Estudios Geológicos* 17, 209-305.
- Soria A.R. (1997). *La sedimentación en las cuencas marginales del surco ibérico durante el Cretácico Inferior y su control tectónico*. Tesis Doctoral (inéd.). Universidad de Zaragoza, 363 p.
- Spalluto, L., Moretti, M., Festa, V. y Tropeano, M. (2007). Seismically-induced slumps in Lower-Maastrichtian peritidal carbonates of the Apulian Platform (southern Italy). *Sedimentary Geology* 196, 81-98.
- Steel, R.J. (1987). Vertical sequence motifs and skewed geometry in alluvial fan bodies along strike-slip/transfer fault zones. Alluvial fans and their tectonic control. *Joint meeting BSRG y TSO, Bristol University Abstracts*, 18 p.
- Stock, J.D., Schmidt, K.M. y Miller, D.M. (2008). Controls on alluvial fan long-profiles. *Geological Society of America Bulletin* 120, 619-640.
- Stuiver, M. (1970). Oxygen and carbon isotope ratios of fresh-water carbonates as climatic indicators. *Journal of Geophysical Research* 75, 5247-5257.
- Stuiver, M. (1975). Climate versus changes in ¹³C content of the organic component of lake sediments during the late Quaternary. *Quaternary Research* 5 (2), 251-262.
- Suc, J.P., Fauquette, S., Bessedik, M., Bertini, A., Zheng, Z., Clauzon, G., Suballyova, D., Diniz, F., Quézel, P., Feddi, N., Clet, M., Bessais, E., Bachiri Taoufiq, N., Méon, H. y Combourieu-Nebout, N. (1999). Neogene vegetation changes in West European and West circum-Mediterranean areas. En: *Hominid Evolution and Climate in Europe, 1 Climatic and Environmental Change in the Neogene of Europe*. Agustí, J., Rook, L. y Andrews P. (Eds.). Cambridge University Press. 370-385.
- Syvitski, J.P.M. (1991). Principles, methods, and application of particle size analysis. Cambridge University Press, New York. 388 p.
- Talbot, M.R. (1990). A review of the palaeohydrological interpretation of carbon and oxygen isotopic ratios in primary lacustrine carbonates. *Chemical Geology (Isotope Geoscience Section)* 80, 261-279.
- Talbot, M.R. y Kelts, K. (1990). Paleolimnological signatures from carbon and oxygen isotopic ratios in carbonates from organic carbon-rich lacustrine sediments. En: *Lacustrine Basin exploration. Case*

- Studies and Modern Analogs*. B.J. Kat (Ed.). *AAPG* 50, 99-112.
- Tandon, S.K. y Andrews, J.E. (2001). Lithofacies associations and stable isotopes of palustrine and calcareous carbonates: examples from an Indian Maastrichtian regolith. *Sedimentology* 48, 339-355.
- Tena, S., Casas, A.M. y Soriano, M.A. (1998). Lineamientos y fracturación en el extremo oriental de la rama aragonesa de la Cadena Ibérica (Cuenca de Montalbán). *Geogaceta* 24, 299-302.
- Teranes, J.L., Otter, A.F.L y Turm, M.S. (1999). A study of oxygen isotopic fractionation during bio-induced calcite precipitation in eutrophic Baldeggersee, Switzerland. *Geochim. Cosmochim. Acta* 63, 1891-1989.
- Teranes, J.L. y McKenzie J.A. (2001). Lacustrine oxygen isotope record of 20th-century climate change in central Europe: Evaluation of climatic controls on oxygen isotopes in precipitation. *J. Paleolimnol.* 26, 131-146.
- Thiede, J., Winkler, A., Wolf-Welling, T., Eldholm, O., Myhre, A.M., Baumann, K.H., Henrich, R. y Stei, R. (1998). Late Cenozoic history of the polar north Atlantic: results from ocean drilling. *Quaternary Science Reviews* 17, 185-208.
- Thompson, R.S. y Fleming, R.F. (1996). Middle Pliocene vegetation: reconstructions, paleoclimatic inferences, and boundary conditions for climatic modeling. *Mar. Micropaleontol.* 27, 13-26.
- Truyols, J. (1961). Notes sur la position relative des gisements fossilifères du bassin de Teruel. En: Sondaar, P.Y., *Les Hipparion de L'aragon meridional*. Estudios geológicos 17, 209-305.
- Tsoar, H. (1983). Wind tunnel modelling of echo and climbing dunes. En: *Eolian sediments and processes*. Brookfield M.E. y Ahlbrandt, T.S. (Eds.). Elsevier, Amsterdam. 247-259.
- Turco, E., Hilgen, F., Lourens, L., Shackleton, N.J. y Zachariasse, J.W. (2001). Punctuated evolution of global climate cooling during the late Middle to early late Miocene: high-resolution planktonic foraminiferal and oxygen isotope records from the Mediterranean. *Paleoceanography* 16 (4), 405-423.
- Tuttle, M.P. (2001). The use of liquefaction features in paleoseismology: Lessons learned in the New Madrid seismic zone, central United States. *J. Seismo.* 5, 361-380.
- Tuttle, M.P., Schweig, E.S., Sims, J.D., Lafferty, R.H., Wolf, L.W. y Haynes, M.L. (2002). The earthquake potential of the New Madrid Seismic Zone. *Bull. Seis. Soc. Am.* 92, 2080-2089.
- Tye, R.S., Bhattacharya, J.P., Lorsong, J.A., Sindelar, S.T., Knock, D.G., Puls, D.D., y Levinson, R.A. (1999). Geology and stratigraphy of fluvio-deltaic deposits in the Ivishak Formation: Applications for development of Prudhoe Bay Field, Alaska. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin* 83, 1588-1623.
- Urey, H.C. (1947). The thermodynamic properties of isotopic substances. *J. Chem. Soc.*, 562.
- Utescher, T., Mosbrugger, V. y Ashraf, A.R. (2000). Climate evolution in Northwest Germany over the last 25 million years. *Palaeos* 15, 430-449.
- Vail, P.R., Hardenbol, J. y Todd, R.G. (1984): Jurassic unconformities, chronostratigraphy, and sea level changes from seismic stratigraphy and biostratigraphy. En: *Interregional unconformities and hydrocarbon accumulation*. I.S. Schlee (Ed.) Amer. Assoc. Petrol. Geol. Memoir; 36: 129-137.
- Vail, P.R., Mitchum, R.M.Jr. y Thompson, S. (1977). Seismic stratigraphy and global changes of sea level. Part. 4: Global cycles of relative changes of sea level. En: *Seismic stratigraphy applications to hydrocarbon exploration*. C.E. Payton (Ed.). Amer. Assoc. Petrol. Geol. Memoir, 26: 83-98.
- Val, J., Bádenas, B., Aurell, M. y Rosale, I. (2017). Cyclostratigraphy and chemostratigraphy of a bioclastic storm dominated carbonate ramp (late Pliensbachian, Iberian Basin). *Sedimentary Geology*, dx.doi.org/10.1016/j.sedgeo.2017.04.007
- Valero-Garcés, B.L., Delgado-Huertas, A., Navas, A., Machin, J., Gonzalez-Samperiz, P. y Kelts, K. (2000). Quaternary palaeohydrological evolution of a playa lake; Salada Mediana, central Ebro Basin, Spain. *Sedimentology* 47 (6), 1135-1156.
- Van Wagoner, J.C., Mitchum, R.M.Jr., Posamentier, R.H. y Vail, P.R. (1987). Key definitions of sequence stratigraphy. En: *Atlas of seismic stratigraphy*. A.W. Bally (Ed.). Amer. Assoc. Petrol. Geol. Studies in Geol. 27, 11-14.
- van Dam, J. (1997). *The small mammals from the Upper Miocene of the Teruel-Alfambra region (Spain): paleobiology and paleoclimatic reconstructions*. Geología Ultraiectina, 204 p.
- van Dam, J. A. (2004). Anourosoricini (Soricidae, Mammalia) from the Mediterranean Region: a pre-Quaternary example of recurrent climate-controlled North-South range shifting. *Journal of Paleontology* 78, 741-764.
- van Dam, J.A. (2006). Geographic and temporal patterns in the late Neogene (12–3 Ma) aridification of Europe: The use of small mammals as paleoprecipitation proxies. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 238, 190-218.

- van Dam, J.A. y Weltje, G.J. (1999). Reconstruction of the late Miocene climate of Spain using rodent paleocommunity successions: an application of end-member modelling. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 151, 267–305.
- van Dam, J.A., Alcalá, L., Alonso-Zarza, A.M., Calvo, J.P., Garcés, M. y Krijgsman, W. (2001). High-resolution late Miocene mammal biochronology and paleoecology of the Teruel–Alfambra region (NE Spain). *Journal of Vertebrate Paleontology* 21, 367–385.
- van Dam, J.A., Abdul Aziz, H., Álvarez Sierra, M.A., Hilgen, F.J., van den Hoek Ostende, L.W., Lourens, L.J., Mein, P., van der Meulen, A.J. y Pelaez-Campomanes, P. (2006). Long-period astronomical forcing of mammal turnover. *Nature letters* 443, 687–691.
- van Dam, J.A. y Reichart, G. J. (2009). Oxygen and carbon isotope signatures in Late Neogene horse teeth from Spain and application as temperature and seasonality proxies. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 274, 64–81.
- Vangengeim, E.A., Pevzner, M.A. y Tesakov, A.S. (2005): Ruscinian and Lower Villafranchian: age of boundaries and position in magnetochronological scale. *Stratigraphy and Geological Correlation* 13, 530–546.
- Van Heerden, I.L. y Roberts, H.H. (1988). Facies development of Atchafalaya delta, Louisiana: a modern bayhead delta. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin* 72, 439–453.
- Vasconcelos, C., McKenzie, J.A., Warthmann, R. y Bernasconi, S.M. (2005). Calibration of the $\delta^{18}\text{O}$ paleothermometer for dolomite precipitated in microbial cultures and natural environments. *Geology* 33, 317–320.
- Vázquez-Úrbez, M. (2008). *Caracterización y significado ambiental de los depósitos tobáceos neógenos en la Cuenca del Ebro. Comparación con ambientes cuaternarios*. Tesis doctoral (iné.), Universidad de Zaragoza. 476 p.
- Ventra, D. y Nichols, G. (2014). Autogenic dynamics of alluvial fans in endorheic basins: Outcrop examples and stratigraphic significance. *Sedimentology* 61 (3), 767–791.
- Vegas, R., Fontboté, J.M. y Banda, E. (1979). *Widespread neogene rifting superimposed on alpine regions of the Iberian Peninsula*. Proceedings Symposium Evolution and Tectonics of the Western Mediterranean and Surrounding Areas, EGS, Viena. Instituto Geográfico Nacional, Madrid, Special Publication 201, 109–128.
- Vera, J.A. (2004). *Geología de España*. SGE-IGME, Madrid, 884 p.
- Vilanova y Piera, J. (1863). *Ensayo de descripción geognóstica de la Provincia de Tente!, en sus relaciones con la agricultura de la misma*. Junta General Estadística, Imprenta Nacional. 342 p.
- Villalón, D.C., Triguerras, D.E. y Navarro D.A. (1959). *Mapa Geológico de España 1:50.000, hoja nº 542 (Alfambra)*. IGME, Madrid.
- Viseras, C. (1991). *Estratigrafía y sedimentología del relleno continental de la Cuenca de Guadix (Cordillera Bética)*. Tesis Doctoral (iné.), Universidad de Granada, 327 p.
- Viseras, C., Pla-Pueyo, S., Soria, J.M., Fernández, J., García-García, F., Gierlowski-Kordesch, E., Candy, I. y Schreve, D. (2014). Controles alogénicos sobre la ciclicidad en la sedimentación continental en la Cuenca de Guadix (Cordillera Bética, España) durante el Plioceno y Pleistoceno: estado del conocimiento. *Revista de la Sociedad Geológica de España* 27(1), 223–238.
- Visher, G.S. (1969). Grain-size distributions and depositional processes. *Journal of Sedimentary Petrology* 39, 1074–1106.
- Walsh, J., Watterson, J., Bailey, W. y Childs, C. (1999). Fault relays, bends and branch-lines. *Journal of Structural Geology* 21, 1019–1026.
- Walters, L.J. Jr., Caypool, G.G. y Choquette, P.W. (1972). Reaction rates and ^{18}O variation for the carbonate-phosphoric acid preparation method. *Geochimica Cosmochimica Acta* 36, 129–140.
- Wang, X., Auler, A.S., Edwards, R.L., Cheng, H., Ito, E. y Solheid, M. (2006). Interhemispheric anti-phasing of rainfall during the last glacial period. *Quat. Sci. Rev.* 25, 3391–3403.
- Warren, J.K. (2006). *Evaporites: Sediments, Resources and Hydrocarbons*. Springer-Verlag, Berlin. 1036 p.
- Warren, J.K. (2010). Evaporites through Time: Tectonic, climatic and eustatic controls in marine and nonmarine deposits. *Earth Science Reviews* 98, 217–268.
- Wasson, R.J. (1977). Catchment processes and the evolution of alluvial fans in the lower Derwent valley, Tasmania. *Geomorphology* 21, 147–168.
- Wasson, R.J. y Hyde, R. (1983). Factors determining desert dune type. *Nature* 304, 337–339.
- Weerd, A. van de (1976). *Rodent faunas of the Mio-Pliocene continental sediments of the Teruel-Alfambra*

- region, Spain*. Utrecht Micropaleontology Bulletin, Special Publication 2, 217 p.
- Wells, S.G. (1977). Geomorphic controls of alluvial fan deposition in the Sonoran Desert, South western Arizona. En: *Geomorphology in arid regions*. Doehring, D.O. (Ed.). London, 51-78.
- Westerhold, T., Bickert, T. y Röhl, U. (2005). Middle to late Miocene oxygen isotope stratigraphy of ODP site 1085 (SE Atlantic): new constraints on Miocene climate variability and sea-level fluctuations. *Palaeo. Palaeo. Palaeo.* 217, 205-222.
- Wilkins, D.E. y Ford, R.L. (2007). Nearest neighbor methods applied to dune field organization: The Coral Pink Sand Dunes, Kane County, Utah, USA. *Geomorphology* 83, 48-57.
- Willard, D.A. (1994). Palynological record from the North Atlantic region at 3 Ma: Vegetational distribution during a period of global warmth. *Rev. Paleobot. Palynol.* 83, 275-297.
- Willemsse, E.J.M., Pollard, D.D. y Aydin, A. (1996). 3D analyses of slip distributions on normal fault arrays with consequences for fault scaling. *J. Struct. Geol.* 18, 295-309.
- Williams, G.E. (1969). Characteristics and origin of the Precambrian pediment. *Journal of Geology* 77, 183-207.
- Williams, S.E., Shoo, L.P., Isaac, J.L., Hoffmann, A.A. y Langham, G. (2008). Towards an Integrated Framework for Assessing the Vulnerability of Species to Climate Change. *PLoS Biol* 6 (12), e325. <https://doi.org/10.1371/journal.pbio.0060325>
- Withjack, M.O., Islam, Q.T. y La Pointe, P.R. (1995). Normal faults and their hanging-wall deformation: An experimental study. *AAPG Bulletin* 79, 1-18.
- Wright, L.D. (1977). Sediment transport and deposition at river mouths: a synthesis. *Geological Society of America Bulletin* 88, 857-868.
- Wright, V.P. (1990). Lacustrine carbonates. En: *Carbonate Sedimentology*. Tucker M.E. y Wright V.P. (Eds.). Blackwell Science Publications, Oxford. 164-190.
- Wright, V.P. y Tucker, M.E. (1991). Calcretes: an introduction. En: *Calcretes*. Wright, V.P. y Tucker, M.E. (Eds.). IAS Reprint Series 2. Blackwell Scientific Publications, Oxford, 1222 p.
- Wright, V.P. y Platt, N.H. (1995). Seasonal wetland carbonate sequences and dynamic catenas: a reappraisal of palustrine limestones. *Sed. Geol.* 99, 65-71.
- Youd, T.L. (1973). Liquefaction, flow, and associated ground failure. *US Geological Survey Circular* 688, 1-12.
- Zachos, J., Pagani, M., Sloan, L., Thomas, E. y Billups, K. (2001) Trends, rhythms, and aberrations in global climate 65 Ma to present. *Science* 292, 686-693.

