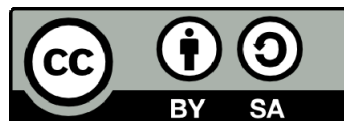




UNIVERSITAT DE
BARCELONA

La Formación Caspe: análisis sedimentológico y estratigráfico de los depósitos fluviales del Oligoceno – Mioceno inferior del SE de la Cuenca del Ebro

José Luis Cuevas Martínez



Aquesta tesi doctoral està subjecta a la llicència [Reconeixement- Compartiqual 4.0. Espanya de Creative Commons](#).

Esta tesis doctoral está sujeta a la licencia [Reconocimiento - Compartiqual 4.0. España de Creative Commons](#).

This doctoral thesis is licensed under the [Creative Commons Attribution-ShareAlike 4.0. Spain License](#).

La Formación Caspe: análisis sedimentológico y estratigráfico de los depósitos fluviales del Oligoceno – Mioceno inferior del SE de la Cuenca del Ebro



JOSE LUIS CUEVAS MARTINEZ

Tesis doctoral
Julio de 2022



lastra. Monte de poca altura coronado por una delgada plancha de piedra. En las laderas también suele haber bloques de piedra arenisca. *(Esa lastra será imposible roturala, la piedra es masíáu grande, gorda y dura).*

Vocabulario caspolino, Rafael Barceló Caballud, 2011

Toda estratigrafía detallada se revela ilusoria en esta importante serie continental arcillosa y arenisco-conglomerática

Memoria del mapa MAGNA 495 Castelserás. IGME, 1977

Sea de ellos lo que quiera, ahí va, como el caballo de copas.

G. A. Bécquer.

La Formación Caspe: análisis sedimentológico y estratigráfico de los depósitos fluviales del Oligoceno – Mioceno inferior del SE de la Cuenca del Ebro

Memoria de tesis doctoral presentada por José Luis Cuevas Martínez para optar al título de Doctor en Ciencias de la Tierra por la Universidad de Barcelona.

Esta tesis que se inscribe en el Programa de Doctorado en Ciencias de la Tierra de la Universidad de Barcelona ha sido dirigida por los doctores Lluís Cabrera Pérez y Mariano Marzo Carpio.

José Luis Cuevas Martínez

Barcelona, julio de 2022

Dr. Lluís Cabrera Pérez

Dr. Mariano Marzo Carpio

Esta tesis ha sido llevada a cabo en el Departamento de *Dinàmica de la Terra i de l'Oceà* y en el *Institut de Recerca Geomodels*. Ha sido financiada por los proyectos *Sediment routing systems: stratigraphic analysis and models*, código CGL0214-5590-P, *Impacto de las Transiciones Climáticas del Paleógeno en los Sistemas Sedimentarios de Iberia*, código PID2019-106440GB-C21 y *Grup de Recerca Consolidat 2017-SGR467 (Geodinàmica i Anàlisi de Conques)* de la Generalitat de Catalunya.

A Judit, por su compañía durante tantos días de cierzo y de bochorno, de boira y de solina por las tierras de los paleocanales.

Agradecimientos

Aunque una tesis doctoral es un trabajo firmado por una sola persona, no diré nada nuevo al recordar que no es el trabajo exclusivo de su autor. Muchas personas han colaborado en ésta, sin las cuales este trabajo sería de una calidad muy inferior. Seguro que me dejaré de citar a bastante gente, porque dudo de que quede alguien en el departamento que no haya tenido que soportar mis peroratas sobre los paleocanales de Caspe, y cuyas opiniones y comentarios siempre han sido valiosos. Vayan a todos ellos mis disculpas por adelantado.

Sin que el orden sea importante, quiero mostrar mi agradecimiento a:

Los Dres. Lluís Cabrera y Mariano Marzo, directores de esta tesis. Sin su ayuda, guía y, sobre todo paciencia, esta tesis nunca se hubiera realizado.

El Dr. Joan Guimerà, por su ayuda inestimable sobre la parte de Geología Estructural, y particularmente por su conocimiento del Sistema Ibérico.

El Dr. Miguel Garcés, a quien debo la financiación por los proyectos SEROS e IMPACSISS, y también junto con la Dra. Bet Beamud, el estudio magnetoestratigráfico.

Los Dres. Carles Martín Closas y Josep Sanjuan, por la determinación taxonómica de las asociaciones de carófitas fósiles obtenidas en las sucesiones estudiadas.

El Dr. Alex Marcuello, la Dra. Pilar Queralt y el Dr. Fabià Bellmunt por la campaña de geofísica del Llano de Civán Medio.

El Dr. Luis Valero, por sus comentarios y estimulantes conversaciones sobre el tema de esta tesis.

El Dr. Jordi Maria de Gibert (†), con quien inicié un estudio de los icnofósiles de la Formación Caspe y cuya muerte, tan prematura, nos privó de su valía humana y científica.

Pau Arbués, con quien he compartido tantos días de campo, y a quien debo su ayuda en el trabajo de parte de esta tesis.

David García Sellés, por la obtención de los escaneos LIDAR y sus consejos sobre el trabajo con estos datos.

El Dr. Alberto Sáez, por su paciencia conmigo como coordinador del programa de doctorado.

El Dr. Ferran Colombo, por sus comentarios y su conocimiento sobre la zona de estudio.

La Dra. Montserrat Inglés, que por su revisión del resumen en catalán de la memoria de tesis.

Miquel Coll y Alex Almeda de XPresa Geophysics por la campaña de georadar.

La Dra. Patricia Cabello, que me ha soportado estoicamente y con quien he compartido algunas publicaciones.

Manuel Valles, propietario del Hotel Mar de Aragón, de Caspe, por su trato y hospitalidad. Él planteó dos preguntas fundamentales: ¿pero cuándo vas a acabar? y ¿algún día encontrarás algo bueno? La respuesta a la primera pregunta está escrita en la portada de esta memoria.

Para la segunda, sólo tú, querido lector, tienes la respuesta.

Resumen

La Formación Caspe corresponde a las facies fluviales de los depósitos de un abanico fluvial de edad oligo-miocena, desarrollado durante la fase endorreica de la Cuenca del Ebro. Este abanico fluvial, referido en la literatura como Sistema aluvial del Guadalope-Matarranya, tuvo su área fuente en la Zona de Enlace entre el Sistema Ibérico y los Catalánides y distribuía sedimentos radialmente hacia el N, NE y NW principalmente, a lo largo de una distancia de unos 90 -100 Km. La parte que corresponde a las facies fluviales del sistema se extiende entre el margen S actual de la Cuenca del Ebro y el Sistema Lacustre de Los Monegros, a lo largo de una distancia de unos 70 Km de S a N.

Los afloramientos de la Formación Caspe constituyen la red de paleocanales exhumados más extensa de la Tierra. Dichos paleocanales se presentan en el paisaje como relieves elongados, formados por fragmentos de los rellenos areniscos de los antiguos cauces, sobre una extensión de unos 3000 Km², llegando a tener longitudes kilométricas. Esta particularidad permite la observación del trazado en planta y tridimensional de los cinturones aluviales formados por estos paleocanales.

Los litosomas formados por rellenos de paleocanal son típicamente acintados, denominados en la literatura científica como *ribbon sandstones*. Tanto la extensión del afloramiento, como la profusión con que afloran los *ribbon sandstones* han suscitado el interés de numerosos investigadores, si bien, la mayoría de estudios se ha focalizado en aspectos parciales de la sedimentología de los depósitos, presentando resultados e interpretaciones dispares. Podríamos decir que, pese a ser el objeto de numerosos estudios y a la excepcionalidad de sus afloramientos, el conocimiento de la sedimentología de Formación Caspe es fragmentario y, en ocasiones, contradictorio.

Las principales controversias sobre el conocimiento de la Formación Caspe hacen referencia a los procesos genéticos de los depósitos de canal, la tipología y dinámica de las redes fluviales en que se sedimentaron y al régimen hídrico del sistema fluvial. En parte, estas controversias se derivan de una cierta falta de integración de los estudios con los contextos estratigráfico y paleogeográfico.

Por tanto los objetivos de esta tesis se centran en precisar el contexto estratigráfico, definir los procesos genéticos de los *ribbon sandstones* y caracterizar el entorno paleogeográfico. El análisis sedimentológico de la Formación Caspe se ha centrado principalmente en el área dominada por los afloramientos de *ribbon sandstones*, si bien se ha considerado toda la extensión de la Formación y sus relaciones estratigráficas y estructurales con el objeto de precisar los marcos estratigráfico y paleogeográfico. Es por ello que, previamente al análisis sedimentológico desarrollamos los análisis estratigráfico y estructural.

Concretamente, los problemas sedimentológicos planteados han sido determinar el origen de la segmentación en *storeys* en los depósitos de canal, determinar hasta qué punto los conjuntos canal-*levee* formaban cinturones aluviales sobreelevados y determinar la tipología de las antiguas redes fluviales. En relación con los procesos sedimentarios y el contexto paleogeográfico, otro de los problemas a resolver ha sido la determinación del régimen hídrico y el entorno paleoclimático.

Al menos en parte, las disparidades en las diversas interpretaciones que se han dado en la literatura previa derivan de las dificultades para el estudio que presentan los afloramientos de la Formación Caspe. Si bien los típicos afloramientos de *ribbon sandstones* ofrecen posibilidades de análisis inusuales, por otra parte impiden la observación directa de la relación entre los materiales de relleno de canal y el encajante. Además, la monotonía de facies y la ausencia de niveles guía extensos las partes medias y proximales de la formación dificultan el análisis estratigráfico.

Aparte de los métodos clásicos de la Sedimentología y la Estratigrafía, hemos desarrollado técnicas de trabajo *ad hoc* para solventar los problemas específicos que presenta el estudio de la Formación Caspe. Además, alguno de los problema planteados requiere observaciones y medidas de un alto grado de precisión.

Respecto al análisis estratigráfico, hemos aplicado los métodos de la Bioestratigrafía, Magnetoestratigrafía y Cicloestratigrafía.

Para la reconstrucción de la estructura en las zonas de baja deformación y el análisis de arquitecturas a escala de formación y de afloramiento, hemos recurrido al análisis de modelos digitales del terreno y al análisis de nubes de puntos obtenidas por la superposición de los afloramientos de *ribbon sandstones* sobre los modelos digitales de elevaciones. Para las medidas que requieren alto grado de precisión, tales como la identificación de clinofomas y relaciones de angularidad entre capas, hemos recurrido al LIDAR terrestre.

El estudio estratigráfico se organiza en dos partes: una primera parte, de síntesis del conocimiento previo, y otra parte en la que presentamos una nueva serie magnetoestratigráfica, correspondiente a los 550 m más altos que se pueden medir en la Formación, la cual nos ha permitido correlacionar las partes medias del sistema aluvial con las series elaboradas en el sistema lacustre por autores previos. Dicha serie abarca un lapso mínimo de tiempo de unos 2 Ma entre los cronos C7Ar y C6n.1n, entre la base del Oligoceno superior y el Mioceno inferior. Integrando la información magnetoestratigráfica con la del resto de series magnetoestratigráficas que abarcan parcialmente la Formación Caspe en otros sectores, el lapso mínimo que abarca esta formación es de 6.429 Ma, entre la parte superior del Rupeliense y la inferior del Aquitaniense (cronos C11n a C6n.1n).

El análisis sedimentológico se ha focalizado en la relación entre los procesos de canal y de llanura de inundación y en la cuantificación de parámetros que permitan caracterizar la dinámica de los canales. Los *ribbon sandstones* corresponden al depósito de cinturones de canales que desarrollaban *levees* de poco relieve y estaban sujetos a procesos de avulsión frecuente, inducidos por colmatación y reducción de capacidad, más que por sobre elevación. En estos cinturones, los canales se apilaban con un marcado componente vertical como resultado del acoplamiento entre la sedimentación en la llanura de inundación y en los canales. El acoplamiento entre la sedimentación en canales y llanuras de inundación se ha caracterizado mediante el número de movilidad estratigráfica, el cual presenta valores próximos a los típicos para canales turbidíticos. Los canales de la Formación Caspe reocupaban frecuentemente canales abandonados, adaptándose

parcialmente al trazado de estos canales preexistentes, respecto de los cuales presentan relaciones espaciales de convergencia y divergencia. Los *ribbon sandstones* de la Formación Caspe no corresponden exactamente al tipo arquitectural de litosoma acintado, relativamente simple y elongado en sentido de la paleocorriente. Las relaciones entre *ribbon sandstones* adyacentes y los *storeys* que los forman muestran que cada sección vertical puede corresponder a la superposición de litosomas de relleno de canal que pueden presentar relaciones de divergencia y convergencia respecto de la sección observada, y pueden conectar con *ribbon sandstones* adyacentes. La conectividad entre litosomas de arenisca es mayor que la que puede deducirse a partir de la observación de secciones verticales.

La arquitectura de los depósitos refleja la evolución continua en el tiempo de la superficie aluvial, no la superposición de eventos discretos de incisión y relleno de redes fluviales. Por ello, el afloramiento de la Formación Caspe corresponde propiamente a una inversión de depósitos, no de relieve, lo cual impide la individualización de las antiguas redes fluviales.

El régimen hídrico habría sido marcadamente discontinuo, en un contexto paleoclimático de árido a semiárido en la Cuenca del Ebro, pero probablemente fue más húmedo en las partes altas de las cadenas Ibérica y Catalánide. Los caudales formativos muestran valores máximos significativamente superiores al régimen actual. Las transiciones laterales de la Formación Caspe hacia formaciones dominadas por sedimentos lacustres someros y de llanura fangosa, así como el incremento de la proporción de depósitos de flujos no confinados en sentido de la paleocorriente indican que las redes fluviales sufrían pérdidas de transmisión importantes.

El análisis de la arquitectura a escala kilométrica, determinada mediante el análisis de modelos digitales del terreno muestra que los *ribbon sandstones* se concentran verticalmente sobre superficies de extensión plurikilométrica, separadas por intervalos predominantemente pelíticos, formando graderías las cuales permiten reconstruir la estructura tectónica y determinar intervalos estratigráficos. El análisis de las secuencias formadas por los *ribbon sandstones* y el resto de litofacies relacionadas, combinado con la arquitectura indicada sugiere que la estratigrafía a escala de formación corresponde al apilamiento compensacional de lóbulos deposicionales de diversas escalas.

La integración de los análisis estratigráfico, estructural y sedimentológico ha permitido la caracterización de la ruta sedimentaria formada por el Sistema aluvial del Guadalupe-Matarranya y su área fuente. Debido al carácter endorreico de la cuenca, así como a la relativa poca modificación del relieve del Sistema Ibérico posteriormente a la orogenia, la tasa de aporte de sedimento, y la extensión y evolución del área fuente han podido calcularse en base a balances de volumen, de una manera mucho más precisa que en sistemas en los cuales no se preservan los volúmenes sedimentados ni las áreas fuente. En conjunto, los valores obtenidos indican una dinámica del sistema atenuada en comparación con sistemas de edad equivalente en el margen pirenaico y en general son de un orden de magnitud inferiores a los de éste. Por otra parte, las propiedades de la ruta sedimentaria, las características sedimentológicas y el régimen hídrico inferidos son congruentes con los contextos paleogeográfico y paleoclimático.

El conjunto formado por la cuenca de drenaje y el Sistema aluvial del Guadalope – Matarranya conformaría un sistema altamente reactivo, dada la reducida extensión del sistema de dispersión de sedimento en relación con la difusividad total del sistema. Los controles allogénicos climáticos de zona proximal, responsables de variaciones en la descarga de sedimento, de acuerdo con esta alta reactividad, podrían manifestarse a dos escalas: a escala de tiempo de la oblicuidad (46 Ka) y a escalas de tiempo de la excentricidad (superiores a los 100 Ka). A escala de la oblicuidad, la distribución del sedimento en lóbulos deposicionales distorsionaría esta señal y la desconectaría del sistema lacustre. No obstante, dadas las limitaciones del presente análisis, no podemos descartar un origen exclusivamente autogénico para el sistema de lóbulos deposicionales. A escalas de tiempo superiores a la oblicuidad, las variaciones de la descarga de sedimento afectarían la totalidad del sistema.

Resum

La Formació Caspe correspon a les fàcies fluvials dels dipòsits d'un ventall fluvial d'edat oligo-miocena, desenvolupat durant la fase endorreica de la Conca de l'Ebre. Aquest ventall fluvial, referit en la literatura com a Sistema al·luvial del Guadalopec-Matarranya, va tenir la seva àrea font a la Zona d'Enllaç entre el Sistema Ibèric i els Catalànids i distribuïa sediments radialment cap al N, NE i NW principalment, al llarg d'una distància d'uns 90-100 Km. La part que correspon a les fàcies fluvials del sistema s'estén entre el marge S actual de la Conca de l'Ebre i el Sistema Lacustre dels Monegres, al llarg d'una distància d'uns 70 km de S a N.

Els afloraments de la Formació Caspe constitueixen la xarxa de paleocanals exhumats més extensa de la Terra. Aquests paleocanals es presenten en el paisatge com a relleus elongats, formats per fragments dels rebliments sorrencs de les antigues lleres, sobre una extensió d'uns 3.000 km², arribant a tenir longituds quilomètriques. Aquesta particularitat permet l'observació del traçat en planta i tridimensional dels cinturons al·luvials formats per aquests paleocanals.

Els litosomes formats pels rebliments de paleocanal són típicament cintiformes, denominats en la literatura científica com a *ribbon sandstones* (gresos cintiformes). Tant l'extensió de l'aflorament, com la profusió amb què afloren els *ribbon sandstones* han suscitat l'interès de nombrosos investigadors, si bé, la majoria d'estudis s'han focalitzat en aspectes parcials de la sedimentologia dels dipòsits, i han presentat resultats i interpretacions disperss. Podríem dir que, malgrat ser l'objecte de nombrosos estudis i a l'excepcionalitat dels seus afloraments, el coneixement de la sedimentologia de la Formació Caspe és fragmentari i, en ocasions, contradictori.

Les principals controvèrsies sobre el coneixement de la Formació Caspe fan referència als processos genètics dels dipòsits de canal, la tipologia i dinàmica de les xarxes fluvials en què es van sedimentar i al règim hídric del sistema fluvial. En part, aquestes controvèrsies es deriven d'una certa manca d'integració dels estudis amb el context estratigràfic i paleogeogràfic.

Per tant els objectius d'aquesta tesi se centren a precisar el context estratigràfic, definir els processos genètics dels *ribbon sandstones* i caracteritzar l'entorn paleogeogràfic. L'anàlisi sedimentològica de la Formació Caspe s'ha centrat principalment a l'àrea dominada pels afloraments de *ribbon sandstones*, si bé s'ha considerat tota l'extensió de la Formació i les seves relacions estratigràfiques i estructurals amb l'objectiu de precisar el marc estratigràfic i paleogeogràfic. És per això que, prèviament a l'anàlisi sedimentològica desenvolupem l'anàlisi estratigràfica i estructural.

Concretament, els problemes sedimentològics plantejats han estat determinar l'origen de la segmentació en *storeys* en els dipòsits de canal, determinar fins a quin punt els conjunts canal-*levee* formaven cinturons al·luvials sobreelevats i determinar la tipologia de les antigues xarxes fluvials. En relació amb els processos sedimentaris i el context paleogeogràfic, un altre dels problemes a resoldre ha estat la determinació del règim hídric i l'entorn paleoclimàtic.

Almenys en part, les disparitats en les diverses interpretacions que s'han donat en la literatura prèvia deriven de les dificultats per a l'estudi que presenten els afloraments de la Formació Caspe. Si bé els típics afloraments de *ribbon sandstones* ofereixen possibilitats d'anàlisi inusuals, d'altra banda impedeixen l'observació directa de la relació entre els materials de rebliment de canal i l'encaixant. A més, la monotonia de fàcies i l'absència de nivells guia extensos a les parts mitjanes i proximals de la formació dificulten l'anàlisi estratigràfica.

A banda dels mètodes clàssics de la sedimentologia i l'estratigrafia, hem desenvolupat tècniques de treball *ad hoc* per resoldre els problemes específics que presenta l'estudi de la Formació Caspe. A més, algun dels problemes requereix observacions i mesures d'un alt grau de precisió.

Pel que fa a l'anàlisi estratigràfica, hem aplicat els mètodes de la biostratigrafia, la magnetostratigrafia i la ciclostratigrafia.

Per a la reconstrucció de l'estructura en les zones de baixa deformació i l'anàlisi d'arquitectures a escala de formació i d'aflorament, hem recorregut a l'anàlisi de models digitals del terreny i a l'anàlisi de núvols de punts obtinguts per la superposició dels afloraments de *ribbon sandstones* sobre els models digitals d'elevacions. Per a les mesures que requereixen un alt grau de precisió, com ara la identificació de clinofomes i relacions d'angularitat entre capes, hem recorregut al LIDAR terrestre.

L'estudi estratigràfic s'organitza en dues parts: una primera part, de síntesi del coneixement previ, i una segona part en la qual presentem una nova sèrie magnetostratigràfica, corresponent als 550 m més alts que es poden mesurar en la formació, i que ens ha permès correlacionar les parts mitjanes del sistema al·luvial amb les sèries elaborades en el sistema lacustre per autors previs. Aquesta sèrie comprèn un lapse mínim de temps d'uns 2 Ma entre els crons C7Ar i C6Ar, entre l'Oligocè superior i la base del Miocè. Integrant la informació magnetostratigràfica assolida amb la de la resta de sèries magnetostratigràfiques que es relacionen parcialment amb la Formació Caspe en altres sectors, el lapse mínim que va durar la seva evolució és de 6,429 Ma, entre la part superior del Rupelià, i la inferior de l'Aquitanià.

L'anàlisi sedimentològica s'ha focalitzat en la relació entre els processos de canal i de plana d'inundació i en la quantificació de paràmetres que permetin caracteritzar la dinàmica dels canals. Els *ribbon sandstones* corresponen al dipòsit de cinturons de canals que desenvolupaven *levees* de poc relleu i estaven subjectes a processos d'avulsió freqüents, induïts per rebliment i reducció de capacitat, més que per sobreelevació. En aquests cinturons, els canals s'apilaven amb un marcat component vertical com a resultat de l'acoblament entre la sedimentació a la plana d'inundació i als canals. L'acoblament entre la sedimentació en canals i planes d'inundació s'ha caracteritzat mitjançant el nombre de mobilitat estratigràfica, el qual presenta valors propers als típics per a canals turbidítics. Aquests canals freqüentment reocupaven canals abandonats, adaptant-se parcialment al traçat d'aquests canals preexistents, respecte dels quals presenten relacions espacials de convergència i divergència. Els *ribbon sandstones* de la Formació Caspe no corresponen exactament al tipus arquitectural de litosoma cintiforme, relativament simple

i elongat en sentit de la paleocorrent. Les relacions entre *ribbon sandstones* adjacents i els *storeys* que els formen, mostren que cada secció vertical pot correspondre a la superposició de rebliments de canal que poden presentar relacions de divergència i convergència respecte de la secció observada, i poden connectar amb *ribbon sandstones* adjacents. La connectivitat entre litosomes de gres és més elevada que la que es pot deduir a partir de l'observació de seccions verticals.

L'arquitectura dels dipòsits reflecteix l'evolució contínua en el temps de la superfície al·luvial, no la superposició d'esdeveniments discrets d'incisió i rebliment de xarxes fluvials. Per això, l'aflorament de la Formació Caspe correspon pròpiament a una inversió de dipòsits, no de relleus, la qual cosa impedeix la identificació de les antigues xarxes fluvials.

El règim hídic probablement va ser marcadament discontinu, en un context paleoclimàtic d'àrid a semiàrid a la zona de sedimentació, probablement sub-húmid a les parts altes de les serralades Ibèrica i Catalànide. Els cabals formatius mostren valors màxims significativament superiors al règim actual. Les transicions laterals de la Formació Caspe cap a formacions dominades per sediments lacustres somers i de plana fangosa, així com l'increment de la proporció de dipòsits de fluxos no confinats en sentit del paleocorrent indiquen que les xarxes fluvials patien pèrdues de transmissió importants.

L'anàlisi de l'arquitectura a escala quilomètrica, determinada mitjançant l'anàlisi de models digitals del terreny mostra que els *ribbon sandstones* es concentren verticalment sobre superfícies d'extensió pluriquilomètrica, separades per intervals dominantment pelítics, formant graderies les quals permeten reconèixer l'estructura tectònica i determinar intervals estratigràfics. L'anàlisi de les seqüències formades pels *ribbon sandstones* i la resta de litofàcies relacionades, combinat amb l'arquitectura indicada suggereix que l'estratigrafia a escala de formació correspon a l'apilament compensacional de lòbuls deposicionals de diverses escales.

La integració de les anàlisis estratigràfica, estructural i sedimentològica ha permès la caracterització de la ruta sedimentària formada pel Sistema al·luvial del Guadalupe-Matarranya i la seva àrea font. A causa del caràcter endorreic de la conca, així com a la relativa poca modificació del relleu del Sistema Ibèric posteriorment a l'orogènia, la taxa d'aportació de sediment, i l'extensió i evolució de l'àrea font s'han pogut calcular en base a balanços de volum, d'una manera molt més precisa que en sistemes en els quals no es preserven els volums sedimentats ni les àrees font. En conjunt, els valors obtinguts indiquen una dinàmica del sistema atenuada en comparació amb sistemes d'edat equivalent en el marge pirinenc i, en general, són un ordre de magnitud inferior al d'aquest.

D'altra banda, les propietats de la ruta sedimentària, les característiques sedimentològiques i el règim hídic inferits són congruents amb el context paleogeogràfic i paleoclimàtic. El sistema format per la conca de drenatge i el Sistema al·luvial del Guadalupe – Matarranya (*source to sink*) conformaria un sistema altament reactiu, atesa la reduïda extensió del sistema de dispersió de sediment en relació amb la difusivitat total del sistema. Els controls al·logènics i climàtics de zona proximal, responsables de

variacions de la descàrrega de sediment, d'acord amb aquesta alta reactivitat, podrien manifestar-se a dues escales: a escala de l'obliquïtat (46 ka) i a escales de temps de l'excentricitat (superiors als 100 ka). A escala de l'obliquïtat, la distribució del sediment en lòbuls deposicionals distorsionaria aquest senyal i el desconnectaria del sistema lacustre. No obstant, ateses les limitacions de la present anàlisi, no podem descartar un origen exclusivament autogènic per al sistema de lòbuls deposicionals. A escales de temps superiors a la obliquïtat, les variacions de descàrrega de sediment podrien afectar la totalitat del sistema.

Abstract

The Caspe Formation corresponds to the fluvial facies of a fluvial fan of Oligo-Miocene age, developed during the endorheic phase of the Ebro Basin. This fluvial system, referred to in the literature as the Guadalupe-Matarranya, Alluvial System had its source area in the Linking Zone between the Iberian System and the Catalan Coastal Range and distributed sediments radially towards the N, NE and NW mainly, along a distance of about 90 -100 Km. The part that corresponds to the fluvial facies of the system extends from the current S margin of the Ebro Basin to the Los Monegros Lacustrine System, along a distance of about 70 km from S to N.

The outcrops of the Caspe Formation constitute the most extensive network of exhumed paleochannels on Earth. These paleochannels are presented in the landscape as elongated reliefs, formed by fragments of the sandstone infill of the ancient channels, across an extension of about 3000 Km², reaching kilometeric lengths. This particularity allows the observation of the layout in plan and three-dimensional of the alluvial belts formed by these paleochannels.

Lithosomes formed by paleochannel fills are typically ribbon-shaped, referred to in the scientific literature as ribbon sandstones. Both the extent of the outcrop and the profusion with which the ribbon sandstones crop out have aroused the interest of numerous researchers, although most studies have focused on partial aspects of the sedimentology of the deposits, presenting disparate results and interpretations. Despite being the subject of numerous studies and the exceptionality of its outcrops, the knowledge of the sedimentology of the Caspe Formation is fragmentary and, sometimes, contradictory.

The main controversies about the knowledge of the Caspe Formation refer to the genetic processes of the channel deposits, the typology and dynamics of the fluvial networks in which they were sedimented and the water regime of the river system. In part, these controversies stem from a certain lack of integration of studies with the stratigraphic and paleogeographic contexts.

Therefore, the objectives of this thesis are focused on specifying the stratigraphic context, defining the genetic processes of ribbon sandstones and characterizing the paleogeographic environment. The sedimentological analysis of the Caspe Formation has focused mainly on the area dominated by the outcrops of ribbon sandstones, although the entire extension of the Formation and its stratigraphic and structural relationships has been considered in order to specify the stratigraphic and paleogeographic frameworks. That is why, prior to sedimentological analysis, we developed stratigraphic and structural analysis.

Specifically, the sedimentological problems raised have been to determine the origin of the segmentation in storeys in the channel deposits, to determine to what extent the canal-levée complexes formed raised alluvial belts and to determine the typology of the old river networks. In relation to sedimentary processes and the paleogeographic context, another problem to be solved has been the determination of the water regime and the paleoclimatic environment.

Some of the disparities in the various interpretations that have occurred in the previous literature derived from the difficulties for the study presented by the outcrops of the Caspe Formation. While typical ribbon sandstone outcrops offer unusual analysis possibilities, on the other hand they prevent direct observation of the relationship between channel fill materials and the overbank deposits. Moreover, the monotony of facies and the absence of extensive datums in the middle and proximal parts of the formation make stratigraphic analysis difficult.

Apart from the classic methods of Sedimentology and Stratigraphy, we have developed ad hoc work techniques in order to solve the specific problems presented by the study of the Caspe Formation. In addition, some of the problems raised require observations and measurements of a high degree of precision.

Regarding stratigraphic analysis, we have applied the methods of Biostratigraphy, Magnetostratigraphy and Cyclostratigraphy.

For the reconstruction of the structure in the areas of low deformation and the analysis of architectures at the scale of formation and outcrop, we have resorted to the analysis of digital terrain models and the analysis of point clouds obtained by the superposition of the outcrops of ribbon sandstones on the digital models of elevations. For measurements that require a high degree of precision, such as the identification of clinofolds and angularity relationships between layers, we have turned to terrestrial LIDAR.

The stratigraphic study is organized in two parts: a first part, of synthesis of previous knowledge, and a part in which we present a new magnetostratigraphic successions, corresponding to the uppermost 550 m that can be measured in the Formation, which has allowed us to correlate the middle parts of the alluvial system with the series elaborated on the inner basin lacustrine record by previous authors. This sequence covers a minimum time span of about 2 Ma between the C7Ar and C6Ar chrons, between the Upper Oligocene and the lower Miocene. Integrating the magnetostratigraphic information with that of the rest of the magnetostratigraphic series that partially cover the Caspe Formation in other sectors, the minimum period covered by this formation is 6,429 Ma, between the upper part of the Rupelian and the lower part of the Aquitanian (chrons C11n to C6Cn.1n).

The sedimentological analysis has focused on the relationship between the processes of channel and floodplain and on the quantification of parameters that allow to characterize the dynamics of the channels. Ribbon sandstones correspond to the deposit of channel belts that developed low relief levees and were subject to frequent avulsion processes, induced by aggradation and capacity reduction, rather than by superelevation. In these belts, the channels were stacked with a marked vertical component as a result of the coupling between sedimentation in the floodplain and in the channels. The coupling between sedimentation in channels and floodplains has been characterized by the number of stratigraphic mobility, which presents values close to those typical for turbiditic channels. These channels frequently reoccupied abandoned channels, partially adapting to the traces of these pre-existing channels, with respect to which they present spatial relations of convergence and divergence. The ribbon sandstones of the Caspe Formation

do not correspond exactly to the architectural type of ribbon-like lithosome, relatively simple and elongated in the sense of the paleocurrent. The relationships between adjacent ribbon sandstones and the storeys that form them, show that each vertical section can correspond to the superposition of canaliform bodies that can present divergence and convergence relationships with respect to the observed section, and can connect with neighboring ribbon sandstones. Connectivity ratios are greater than those that can be deduced from the observation of vertical sections.

The architecture of the deposits reflects the continuous evolution over time of the alluvial surface, not the superimposition of discrete incision and filling events of river networks. Therefore, the outcrop of the Caspe Formation corresponds properly to an inversion of deposits, not reliefs, which prevents the identification of the old river networks.

The water regime was probably markedly discontinuous, in an arid to semi-arid paleoclimatic context of in the basin. The forming flows show maximum values significantly higher than the current regime. The lateral transitions of the Caspe Formation towards formations dominated by shallow and muddy plain lake sediments, as well as the increase in the proportion of deposits of unconfined flows in the direction of the paleocurrent indicate that the river networks suffered significant transmission losses.

The analysis of the architecture at the kilometer scale, determined by the analysis of digital models of the terrain, shows that the ribbon sandstones are vertically clustered on surfaces of plurikilometric extension, separated by dominantly pelitic intervals, forming tiers which allow to reconstruct the tectonic structure and determine stratigraphic intervals. The analysis of the sequences formed by the ribbon sandstones and the rest of the related lithofacies, combined with the indicated architecture suggests that the stratigraphy at the formation scale corresponds to the compensational stacking of depositional lobes of various scales.

The integration of stratigraphic, structural and sedimentological analyses has allowed the characterization of the sedimentary routing system formed by the Guadalupe-Matarranya alluvial system and its source area. Due to the endorheic nature of the basin, as well as the relative little modification of the relief of the Iberian System after the orogeny, the rate of sediment contribution, and the extension and evolution of the source area have been calculated based on volume balances, in a much more precise way than in systems in which the sedimented volumes and the source areas are not preserved. Overall, the values obtained indicate an attenuated system dynamics in comparison with equivalent age systems in the Pyrenean margin and, in general, are an order of magnitude lower than these. On the other hand, the inferred properties of the sediment routing system, the sedimentological characteristics and the discharge regime are consistent with the palaeogeographic and palaeoclimatic settings.

The ensemble formed by the drainage basin and the Alluvial System of Guadalupe – Matarranya would correspond to a highly reactive system, given the reduced extension of the sediment dispersion system in relation to the total diffusivity of the system. Climatic upstream allogenic controls, responsible for variations on the sediment discharge rate would be identifiable at two scales: obliquity temporal scale (46 Ka) and eccentricity

scale (100 Ka). At the obliquity scale, dispersal of sediment in depositional lobes would cause the distortion of such signal, and its disconnection from the lacustrine system. Nevertheless, given the shortcomings of the present analysis, a purely autogenic control can not be ruled out. At temporal scales above obliquity, variations of the sediment discharge rate would affect the whole system.

Índice

I. Introducción	1
1. Justificación.....	1
1.1. Objetivos.....	3
1.1.1. Precisar la estratigrafía y los marcos estratigráfico y estructural de la formación.	3
1.1.2. Definir los procesos genéticos de los “ribbon sandstones” y de las sucesiones que los contienen.....	4
1.1.3. Caracterizar el entorno paleogeográfico y paleoclimático de la Formación Caspe.	5
1.1.4. Diagrama de flujo del análisis planteado.	6
1.2. Situación geográfica.....	7
1.3. Situación geológica, paleogeográfica y paleoclimática.	7
1.4. Organización de la memoria.	11
II. Metodología.	13
2. Métodos y técnicas.	15
2.1. Métodos y técnicas aplicados a la Estratigrafía y al análisis estructural.	15
2.2. Métodos aplicados a la Sedimentología.....	17
2.3. Análisis de la información geoespacial y cartografías en la Memoria.	19
III. Resultados	21
3. Estratigrafía	23
3.1. Unidades litoestratigráficas y sistemas sedimentarios.....	26
3.1.1. Unidades del sustrato	26
3.1.2. Sistemas aluviales del Montsant y de Horta-Gandesa.	33
3.1.3. Sistema de abanico fluvial del Guadalope – Matarranya.....	34
3.1.4. Sistemas aluviales de La Ginebrosa y Alcorisa – Híjar.	35
3.1.5. Sistema lacustre de Los Monegros.....	36
3.1.6. Unidades aluviales y lacustres de las cubetas terciarias de la Zona de Enlace	38
3.2. Correlación entre los registros estratigráficos de la Cuenca del Ebro y de las cubetas terciarias de la Zona de Enlace.	40
3.3. La Formación Caspe	45
3.3.1. Litoestratigrafía.....	45
3.3.2. Cronología de la Formación Caspe.....	47

3.3.3. Tasas de sedimentación.....	59
3.3.4. Cicloestratigrafía	61
4. Estructura.....	65
4.1. El afloramiento de <i>ribbons</i>	65
4.1.1. Cartografía de los <i>ribbons</i> . Propiedades del afloramiento.	66
4.2. Estructura y dominios estructurales.....	74
4.2.1. Estructura de Puig Moreno–Maella y estructuras de subsuelo relacionadas. 75	
4.2.2. Estructuras del margen S.....	80
4.2.3. Estructuras de las zonas de baja deformación	82
4.3. La estructura del basamento del sistema del Guadalupe- Matarranya en la cuenca del Ebro. Mapas de isobatas e isopacas.	92
4.3.1. Mapa de isobatas de la base del Cenozoico.	94
4.3.2. Mapa de isobatas de la base del Sistema del Guadalupe – Matarranya.	94
4.3.3. Mapa de isobatas del límite Oligoceno – Mioceno.....	96
4.3.4. Mapa de isopacas del Cenozoico pre-Mioceno.....	98
4.3.5. Mapa de isopacas del Sistema del Guadalupe – Matarranya.	98
4.4. Relaciones tectónica-sedimentación.	98
5. Sedimentología.....	105
5.1. Litofacies	106
5.1.1. Cgl1 – Conglomerados y areniscas.	106
5.1.2. Sst1 – Areniscas con estratificación cruzada.	106
5.1.3. Sst2 – Depósitos heterolíticos.	108
5.1.4. Sst3 – Areniscas masivas y con estratificación paralela.	108
5.1.5. Mst1 – Lutitas masivas rojas y ocre.	109
5.1.6. Mst2 – Lutitas grises.	109
5.1.7. Lst1 - Calizas.....	109
5.2. Elementos arquitecturales.	114
5.2.1. Litosomas lenticulares de gran escala.	114
5.2.2. Ribbons – litosoma central lenticular.....	114
5.2.3. Alas.	125
5.2.4. Litosomas tabulares de relleno de canal.....	129
5.2.5. Litosomas lenticulares heterolíticos de relleno de canal.....	129
5.2.6. Litosomas tabulares de arenisca.....	130
5.2.7. Litosomas de transición.....	131

5.2.8. Lutitas masivas.....	133
5.2.9. Litosomas tabulares de caliza.....	133
5.3. Ambientes sedimentarios	134
5.4. Relaciones entre elementos de canal y de llanura de inundación.	136
5.4.1. Relación entre rellenos de canal y sedimentos de llanura de inundación. .	136
5.4.2. Parámetros morfológicos y cinemática de cinturones de canales.	142
5.5. Relaciones entre elementos arquitecturales a meso y macroescala.	144
5.5.1. Relaciones espaciales entre ribbons	147
5.5.2. Organización secuencial de los elementos arquitecturales y arquitectura a mesoescala.....	154
5.5.3. Arquitectura a escala de formación.....	157
5.6. Propiedades hidráulicas de los paleocanales.....	158
5.7. Interpretación.	166
5.7.1. Procesos de canal y de llanura de inundación.	166
5.7.2. Régimen hídrico.	172
5.7.3. Morfología de la red fluvial.	174
5.7.4. El origen de la arquitectura deposicional de la Formación Caspe.	176
5.7.5. El ejemplo actual del Taquari	179
6. Análisis de la ruta sedimentaria.....	185
6.1. Elementos de la ruta sedimentaria	186
6.1.1. Estimación del volumen y la tasa de aporte de sedimento.....	189
6.1.2. Estimación de la superficie del área fuente, tasa de denudación y descarga de sedimento unitaria.	191
6.1.3. Estimación de la superficie del área fuente a partir de la curva regional....	196
6.1.4. Relación entre descarga unitaria de sedimento y pluviosidad.....	199
6.1.5. Transmisividad y preservación de las señales alogénicas.....	202
IV. Discusión.	205
7. Discusión de los resultados: Estratigrafía, Sedimentología y contexto geodinámico.	207
7.1. Marco estratigráfico y estratigrafía de la Formación Caspe.	207
7.2. Los procesos sedimentarios: significado e implicaciones	209
7.3. La relación de los procesos sedimentarios con el contexto geodinámico.....	212
7.3.1. Procesos sedimentarios y contexto paleogeográfico - paleoclimático.	212
7.3.2. Dinámica de la ruta sedimentaria y contexto estructural.	217

7.3.3. Relación entre controles alogénicos y autogénicos.....	219
V. Conclusiones.....	229
8. Conclusiones.....	231
8.1. Resumen de conclusiones	231
8.2. Futuras líneas de investigación.	232
VI. Bibliografía	235
VII. Anexos.	261
Anexo 1: Símbolos	263
Anexo 2: Localizaciones	264
A 2.1. Localización de figuras.	264
A 2.2. Localización de muestras	267

I. Introducción

1. Justificación.

La Formación de lutitas y areniscas de Caspe forma parte del registro de un abanico fluvial de edad oligo-miocena situado en el SE de la Cuenca del Ebro. Es una formación ampliamente citada en la literatura científica. Una búsqueda en Internet de artículos, capítulos de libro y comunicaciones en congresos produce un total de unos 380 resultados. Aun siendo modesto a nivel internacional, este resultado es uno de los más altos para las formaciones de origen aluvial y fluvial del Paleógeno de Iberia.

El interés que suscita esta formación se debe a la excepcionalidad de sus afloramientos, puesta de manifiesto desde mediados de los años 60 por el Dr. Oriol Riba y sus colaboradores (Riba *et al.* 1967). Esta excepcionalidad ha atraído la atención de otros investigadores, tanto de instituciones académicas de Europa y Estados Unidos como de la industria petrolera, a lo largo de todo este tiempo. Los afloramientos de la Formación Caspe forman el conjunto de rellenos de paleocanal exhumados más extenso del planeta: aproximadamente 3000 Km² en los cuales afloran las areniscas sedimentadas en antiguos cauces fluviales. La morfología de estos depósitos recibe el nombre de *ribbon sandstone* debido a su forma típicamente acintada. Estas areniscas forman en el paisaje relieves lineales, con diversos grados de sinuosidad (Fig. 1.1, 1.2), llegando a desarrollar localmente formas laberínticas. No en vano el Dr. Oriol Riba aludía en sus clases a los afloramientos de la Formación Caspe de una manera muy gráfica como “*el plat de fideus*”. El interés de estos afloramientos es evidente: permiten analizar por observación directa relaciones entre facies de relleno de canal que en cortes bidimensionales sólo podrían inferirse. Por este mismo motivo, y por el interés científico a que hemos aludido, esta tesis se centra esencialmente en el estudio de las áreas de la Formación Caspe dominadas por estos afloramientos.

Los estudios que se han realizado en la Formación Caspe han ido desde la interpretación sedimentológica y paleoambiental de los *ribbon sandstones* en los años 70 por el Dr. Peter Friend y colaboradores (Williams 1975; Friend *et al.* 1979), la definición de modelos de procesos fluviales (Mohrig *et al.* 2000), hasta los análisis comparativos con redes fluviales fósiles en Marte en los últimos años (DiBiase *et al.* 2013; Hughes *et al.* 2019; Zaki *et al.* 2021; Hayden *et al.* 2021). Pero a pesar del gran número de trabajos publicados y del impacto de alguno de ellos, todos abordan aspectos parciales de esta formación, lo cual ha llevado a resultados hasta cierto punto dispares y a lagunas interpretativas importantes, si bien no hay que restar valor a los trabajos previos. Al contrario, sin la base aportada por ellos, esta tesis no habría sido posible. Estas disparidades, lagunas, y falta de estudios de síntesis se deben básicamente a dos causas. Por un lado, las mismas condiciones que confieren la excepcionalidad a los afloramientos y que permiten analizar con alto grado de detalle rellenos de canal individuales, dificultan la determinación de relaciones estratigráficas entre éstos. Por otro, la relativa monotonía de facies y la poca continuidad de los escasos niveles guía dificultan las correlaciones. Nuestra intención es disminuir las lagunas de conocimiento y reconciliar las disparidades presentes en la literatura para proponer un modelo genético de la Formación Caspe que integre el conocimiento previo con las aportaciones realizadas en esta tesis.

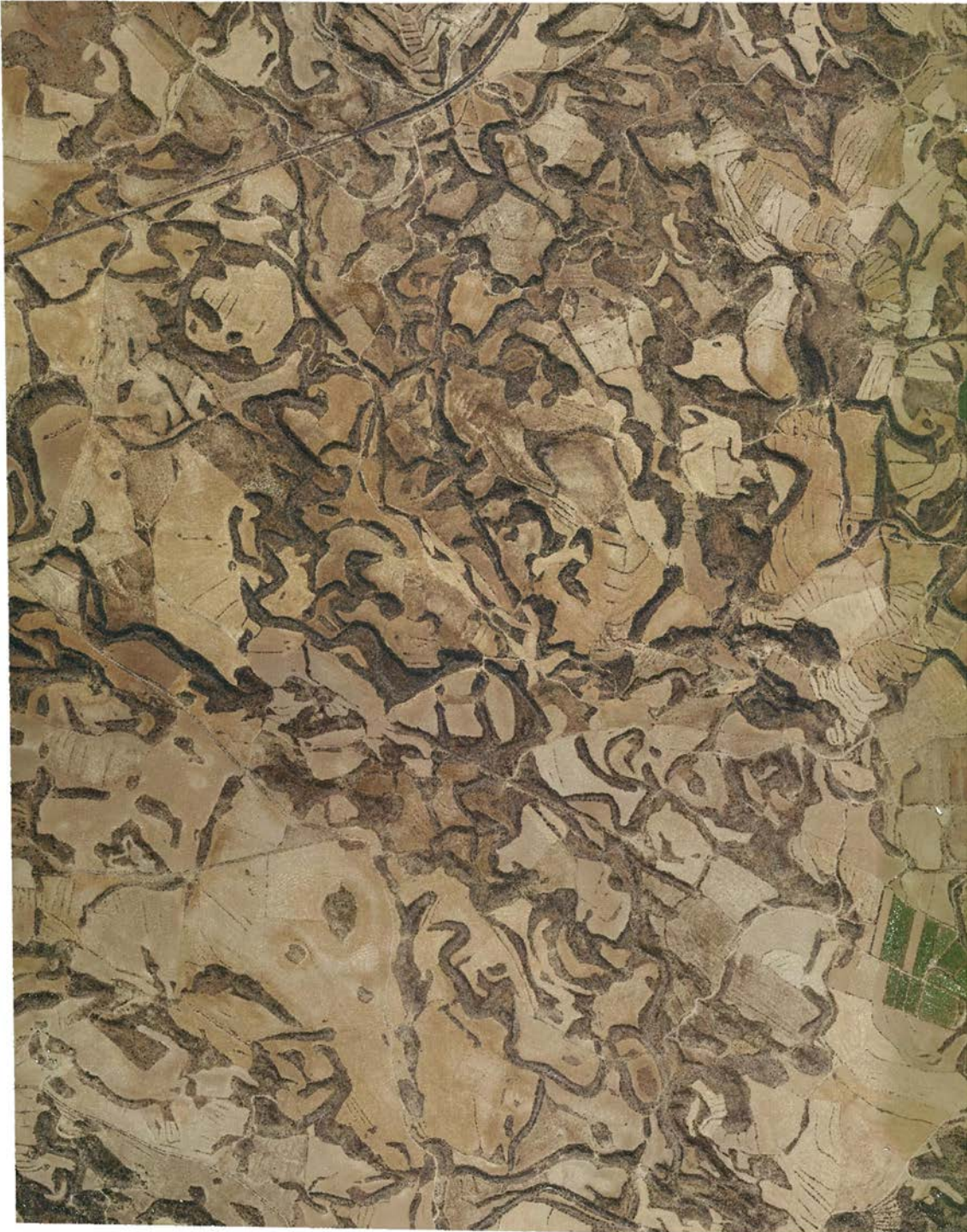


Fig. 1.1. Imagen aérea de una parte del afloramiento de la Formación Caspe. La erosión diferencial ha dejado en relieve los “ribbon sandstones”, que afloran formando relieves estrechos y sinuosos. La imagen cubre un área de 2.3 x 3.7 Km W-E y N-S respectivamente. El centro de esta imagen se sitúa 14 Km al WSW de Caspe.

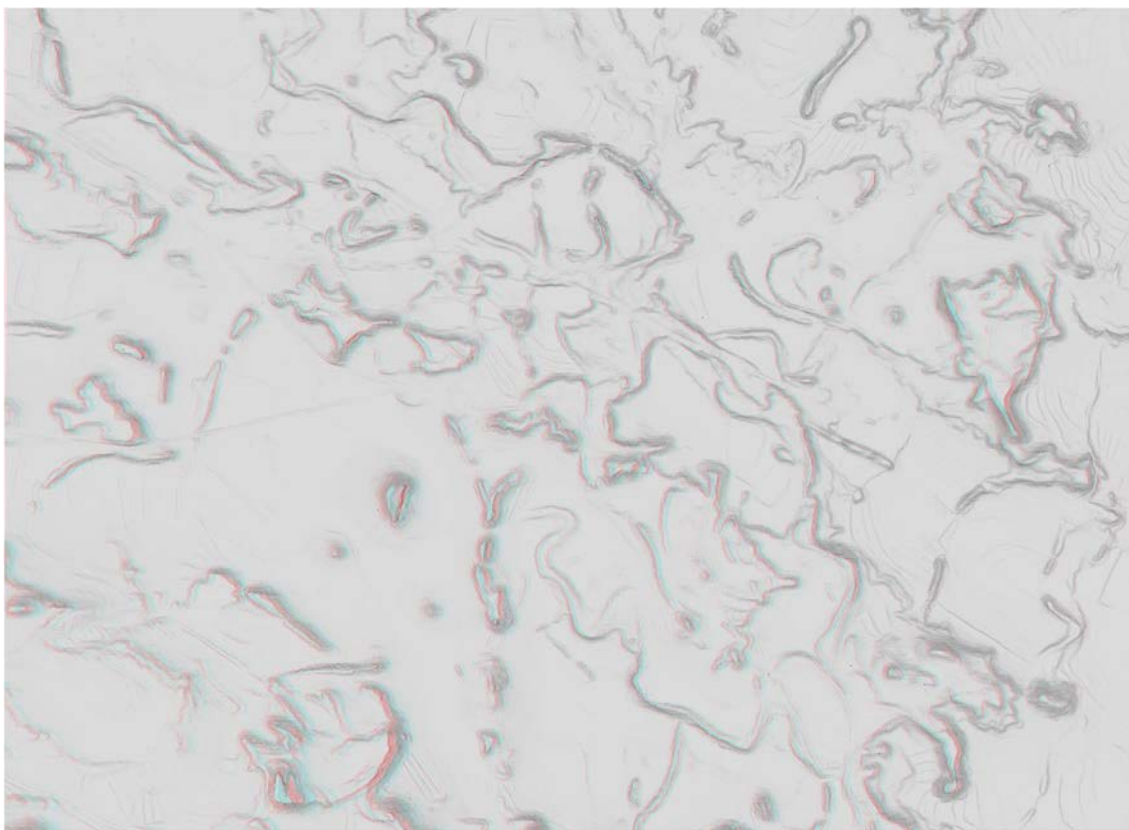


Fig. 1.2. Imagen anaglífica correspondiente a la parte S de la zona cubierta por la imagen anterior. La observación de esta imagen mediante unas gafas anaglíficas rojo-cyan permite visualizar en tres dimensiones el relieve formado por los “ribbon sandstones”.

1.1. Objetivos.

Como hemos indicado anteriormente, las interpretaciones que se han presentado sobre la Formación Caspe presentan ciertas divergencias y lagunas. Las divergencias de interpretación se centran en aspectos sedimentológicos de los rellenos de paleocanal y del régimen hidrológico del sistema fluvial. Por otra parte, la Estratigrafía de la Formación Caspe sólo se conoce de una manera muy general, debido a las circunstancias indicadas en el apartado anterior. Con la intención de avanzar en la resolución de estos problemas, esta tesis persigue los siguientes objetivos.

1.1.1. Precisar la estratigrafía y los marcos estratigráfico y estructural de la formación.

Los datos directos sobre la cronología de la Formación Caspe son relativamente escasos y sólo se dispone de dataciones cronoestratigráficas basadas en estudios magnetoestratigráficos en partes distales de la formación en el margen catalánide (Barberà *et al.* 2001; Jones *et al.* 2004; Garcés *et al.* 2008) y en sucesiones lateralmente equivalentes en el centro de la cuenca del Ebro (Barberà 1999; Barberà *et al.* 2001; Valero *et al.* 2014; Valero 2015). En esta memoria aportaremos datos para precisar la cronoestratigrafía de la Formación Caspe y su relación con el resto de sistemas sedimentarios genéticamente relacionados.

Por otra parte, la cronología de los sucesivos niveles de *ribbons* y la posible identificación de las antiguas redes fluviales es un problema planteado desde los primeros estudios (Riba *et al.* 1967; Williams 1975; Ibáñez Marcellán 1976; Cabrera 1983) pero no resuelto. Riba *et al.* (1967) y Cabrera (1983) se refieren a la Formación Caspe como el producto de la superposición de diversas redes fluviales si bien no se refieren explícitamente a sectores o intervalos estratigráficos donde se puedan individualizar. Williams, (1975) identifica al menos dos redes fluviales diferenciadas e Ibáñez Marcellan (1976) cita la presencia de niveles atribuibles a diferentes redes fluviales superpuestas. En este trabajo aportaremos datos y criterios para resolver la estratigrafía de los niveles de *ribbons* y determinar hasta qué punto este problema es resoluble.

Finalmente, en relación con la Estratigrafía a escala de formación y a fin de establecer una cierta aproximación a la cartografía de niveles estratigráficos y de poder incidir en el análisis de la arquitectura fluvial, hemos considerado necesario determinar la suave estructura tectónica que afecta los afloramientos de la Formación Caspe en su zona de definición y analizar el significado de la estructura más acusada de Puig Moreno.

1.1.2. Definir los procesos genéticos de los “*ribbon sandstones*” y de las sucesiones que los contienen.

La característica principal de los rellenos de canal de la Formación Caspe, ya señalada por diversos autores desde Riba *et al.* (1967), Williams (1975), Friend *et al.* (1979), es que constituyen litosomas areniscosos con baja razón anchura/espesor y una estructura interna marcadamente multiepisódica, caracterizada por la compartimentación de los rellenos en *storeys*. Otra característica general de dicha formación es la abundancia de depósitos de areniscas tabulares, bien sea conectadas a los rellenos de canal, o bien formando litosomas aislados interestratificados entre los materiales finos de llanura de inundación.

En general, se considera que los *ribbon sandstones* constituyen un tipo de litosoma de origen aluvial, caracterizado por una baja relación anchura/espesor (Friend *et al.* 1979; Gibling 2006), asociado frecuentemente a ambientes medios y distales de sistemas fluviales distributivos (Nichols y Fisher, 2007; Davidson *et al.*, 2013; Weissmann *et al.*, 2013) y en contextos de alta tasa de sedimentación (Weissmann *et al.* 2013; Valero *et al.* 2017). La baja relación anchura/espesor se interpreta por algunos autores como el producto de incisiones profundas en canales de tipo arroyo combinada con una baja movilidad lateral del canal (Williams 1975; Friend *et al.* 1979, 1986; Friend 1989), mientras que según otros autores (Nadon 1994; Makaske 2001) esta geometría también caracteriza los rellenos de canal de redes fluviales anastomosadas en los cuales hay acoplamiento entre la agradación del canal y de la llanura de inundación circundante (Makaske 2001; Makaske *et al.* 2017). Ambos orígenes se han citado para el caso de los *ribbon sandstones* de la Formación Caspe (Williams 1975; Friend *et al.* 1979, 1986; Mohrig *et al.* 2000; Cuevas *et al.* 2009, 2010).

La anterior no es la única discrepancia. Existe un cierto consenso en interpretar los rellenos de canal conectados lateralmente a areniscas tabulares como depositados en canales que desarrollaron *levees* (Friend *et al.* 1986; Mohrig *et al.* 2000), formando

cinturones de canales sobreelevados (Mohrig *et al.* 2000) respecto a la llanura de inundación. Sin embargo, no hay consenso a la hora de interpretar la relación entre llanuras de inundación, *levees* y canales. Mientras que para Friend *et al.*, (1986) se habría dado una continuidad de procesos sedimentarios entre estos canales, *levees* y llanuras de inundación, Mohrig *et al.* (2000) asumen para la Formación Caspe un modelo según el cual la sedimentación en la llanura de inundación no guarda relación con los procesos de desbordamiento a partir de una cierta distancia ortogonal al canal. Es decir, respecto a las ideas de Friend *et al.* (1986), introducen la noción de que la sedimentación en el conjunto canal-*levee* no guarda correlación con la sedimentación en la llanura de inundación a partir de una cierta distancia, y de que el principal proceso de distribución de sedimento hacia las llanuras de inundación es la avulsión de canales que alcanzan un valor crítico de sobreelevación. En una línea de razonamiento más próxima a las ideas de Friend *et al.*, (1986), Cuevas *et al.*, (2009, 2010) consideran que en los procesos de avulsión de los paleocanales de la Formación Caspe, la reducción de capacidad por colmatación jugaría un papel más importante que la sobreelevación, dándose una mayor conexión entre la sedimentación en canales y llanuras de inundación. Por tanto, cabe identificar y analizar evidencias del desarrollo o no de cinturones aluviales netamente sobreelevados respecto a las llanuras de inundación, constituyendo subambientes separados y sujetos a dinámicas hasta cierto punto independientes.

Por otra parte, tampoco hay consenso en la interpretación del carácter *multistorey* de los rellenos de canal. Mientras que unos autores relacionan la formación de *storeys* con oscilaciones del nivel de base lacustre (Friend *et al.* 1979; Cabrera 1983; Anadón *et al.* 1989a; Friend 1989), otros (Mohrig *et al.* 2000) atribuyen la formación de *storeys* a reocupaciones sucesivas de los canales por procesos de avulsión y captura de tramos de canales abandonados.

A la vista de las discrepancias indicadas, en esta tesis nos proponemos analizar las relaciones entre los depósitos de canal, desbordamiento y llanura de inundación, así como la arquitectura interna de los *ribbons* para caracterizar los procesos genéticos. Valoraremos hasta qué punto los *ribbons* de Caspe se ajustan a modelos propuestos en la literatura científica, o si constituyen un tipo específico, cuyas particularidades no se han descrito previamente.

Finalmente, los depósitos de areniscas acintadas de tipo *ribbon* parecen estar incluidas en sucesiones predominantemente lutíticas, siguiendo algunas tendencias de arquitectura a escala de formación que las peculiaridades de los afloramientos impiden que sean observadas con facilidad. El análisis de los posibles patrones de arquitectura de estas sucesiones es otro de los objetivos a cubrir en este estudio

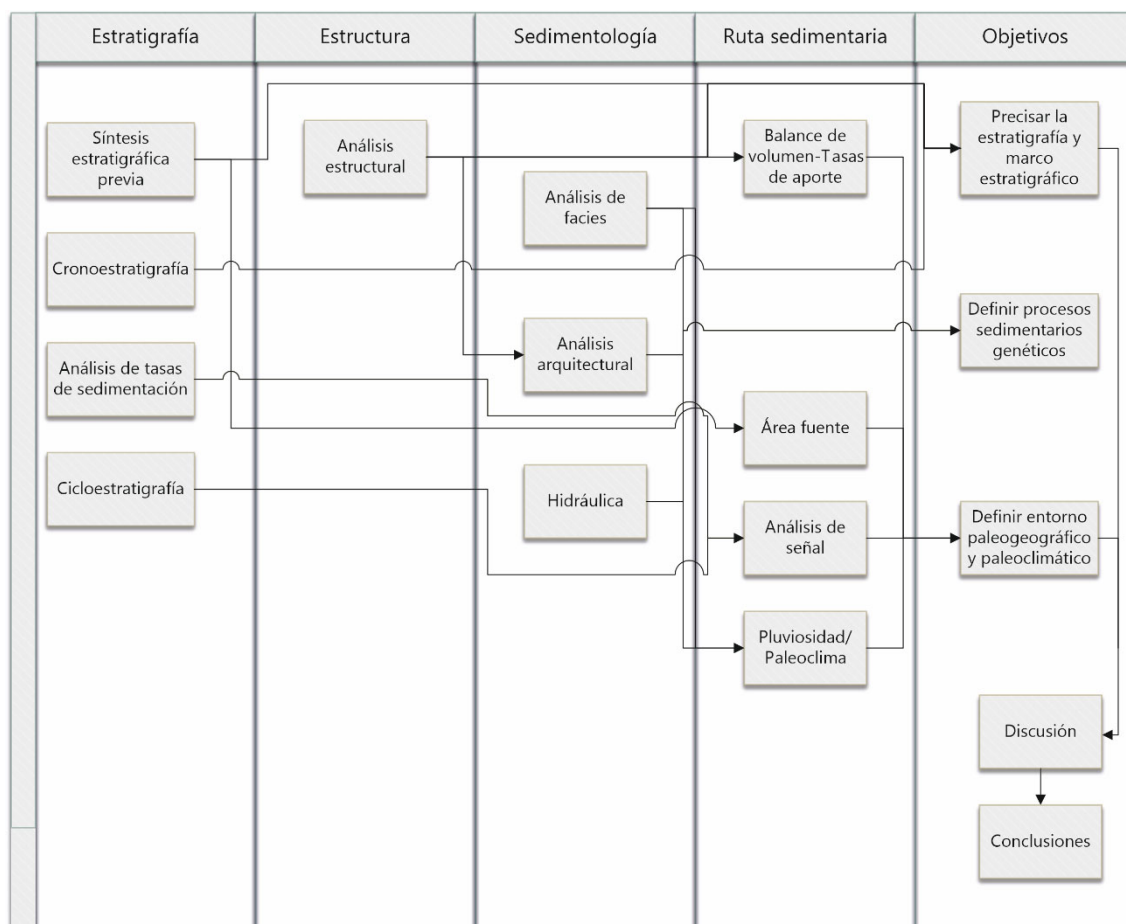
1.1.3. Caracterizar el entorno paleogeográfico y paleoclimático de la Formación Caspe.

Un punto de indefinición importante para la interpretación y comprensión del registro fluvial de la Formación Caspe es el régimen hídrico de sus cursos fluviales. El régimen hídrico puede estar controlado por factores alogénicos, que a su vez condicionan la dinámica, no sólo los procesos a escala de ambiente sedimentario, sino de todo el sistema deposicional. Mientras que según unos autores los paleocanales de la Formación Caspe

fueron formados por ríos efímeros (Williams 1975; Friend *et al.* 1986; Cuevas *et al.* 2009, 2010), González (1989) los incluye en un “abanico fluvial húmedo”, siguiendo una terminología dicotómica extendida pero no siempre ajustada a la realidad (abanicos de tipo árido formados por flujos efímeros y de tipo húmedo depositados por corrientes que fluirían constantemente). Por otra parte, Mohrig *et al.* (2000) se basan en los paleocanales de la Formación Caspe para definir procesos de avulsión en cinturones de canales sobreelevados, tomando como modelo actualista un sistema fluvial perenne en Canadá. Ahora bien, el régimen hídrico es el resultado de las condiciones paleoclimáticas y paleogeográficas. Por tanto, la resolución de estas controversias requiere la combinación del análisis sedimentológico y paleohidráulico con el análisis del contexto paleogeográfico y paleoclimático.

1.1.4. Diagrama de flujo del análisis planteado.

La respuesta a los problemas planteados requiere la combinación de diversas aproximaciones, integrando los análisis estratigráfico, estructural, sedimentológico y de la ruta sedimentaria. Por ello, no siempre es posible seguir un razonamiento lineal, sino que los resultados se obtienen a partir de aproximaciones las cuales se complementan entre sí y cuyas relaciones son complejas. El Gráfico 1.1 esquematiza estas relaciones.



Gráf. 1.1. Diagrama de flujo de las relaciones entre las principales fases del estudio y los objetivos perseguidos.

1.2. Situación geográfica.

La zona estudiada (Fig. 1.3) se extiende aproximadamente entre el río Ebro al N, los ríos Matarranya y Algars al E, el río Regallo al O, y los relieves de los Catalánides y de las estribaciones sudorientales del Sistema Ibérico al SE i SO respectivamente. El valle del río Guadalope cruza de S a N la parte centro-occidental de la zona. La zona cubre un área de unos 70 Km N-S por unos 60 Km E-O, a caballo de las provincias de Zaragoza, Teruel y Tarragona. Las poblaciones más importantes son Caspe y Alcañiz. Las alturas topográficas máximas, cercanas a los 1000 m.s.n.m. se sitúan al S, mientras que las más bajas corresponden al valle del Ebro, a unos 150 m.s.n.m.

Ibáñez Marcellán (1976), desde el punto de vista geomorfológico, describe el área que se extiende a ambos lados del Guadalope, entre Alcañiz y Caspe como “un relieve anárquico y confuso entre el que sólo se localizan algunas mesas tabulares, mejor desarrolladas en el sector meridional, sobre las que sin embargo destacan cordones discontinuos de areniscas que rompen la monotonía de la superficie y enmascaran su carácter estructural”. Se trata de una zona de relieves poco acusados, con una pendiente general suave hacia el N, rota sólo por las cuestas que limitan las citadas mesas tabulares y por los meandros encajados del Guadalope, que llegan a presentar márgenes de hasta 100 m de desnivel, con pendientes del 40-50% en el área localizada al NE de Alcañiz.

El clima es de tipo mediterráneo semiárido de marcada continentalidad, con temperatura media anual de unos 15°. Según datos del Instituto Nacional de Meteorología registrados en el observatorio del aeropuerto de Zaragoza para el período 1971-2000, la precipitación anual media es de 318 mm, con una temperatura media en julio de 24,7° y de 6,4° en enero.

1.3. Situación geológica, paleogeográfica y paleoclimática.

El área de estudio se sitúa en el SE de la Cuenca de antepaís del Ebro (Fig. 1.4). La evolución de esta cuenca durante el Oligoceno y el Mioceno estuvo ampliamente controlada por los Pirineos y en menor medida por la tectónica desarrollada a lo largo del Sistema Ibérico y de los Catalánides (Puigdefabregas *et al.*, 1986; García-Castellanos *et al.*, 2003; Curry *et al.*, 2019; Garcés *et al.*, 2020a). Estos dos últimos sistemas constituyen su margen S. El emplazamiento de cabalgamientos corticales de rocas del basamento en las zonas internas dio origen a relieves y áreas fuente extensos así como a acomodación estructural por flexión en la cuenca del Ebro (Guimerà, 1989, 2018; Anadón *et al.*, 1985, 1986, 1989; Jones *et al.*, 2004). En las zonas externas se generaron sobre todo láminas cabalgantes de cobertera despegadas a favor de niveles triásicos y que dieron lugar a una compartimentación y restricción areal de la cuenca de antepaís final del Ebro. La evolución de estos cabalgamientos en la Zona de Enlace dio lugar a las cubetas terciarias en ella reconocidas (Guimerà 1988; González 1989; Nebot Miralles & Guimerà 2018).

1. Justificación.

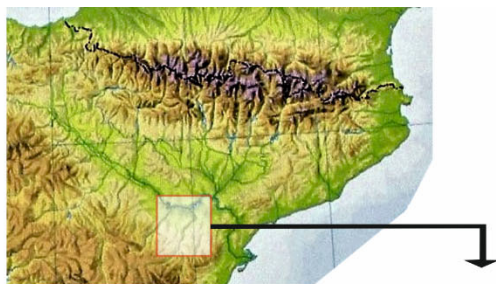
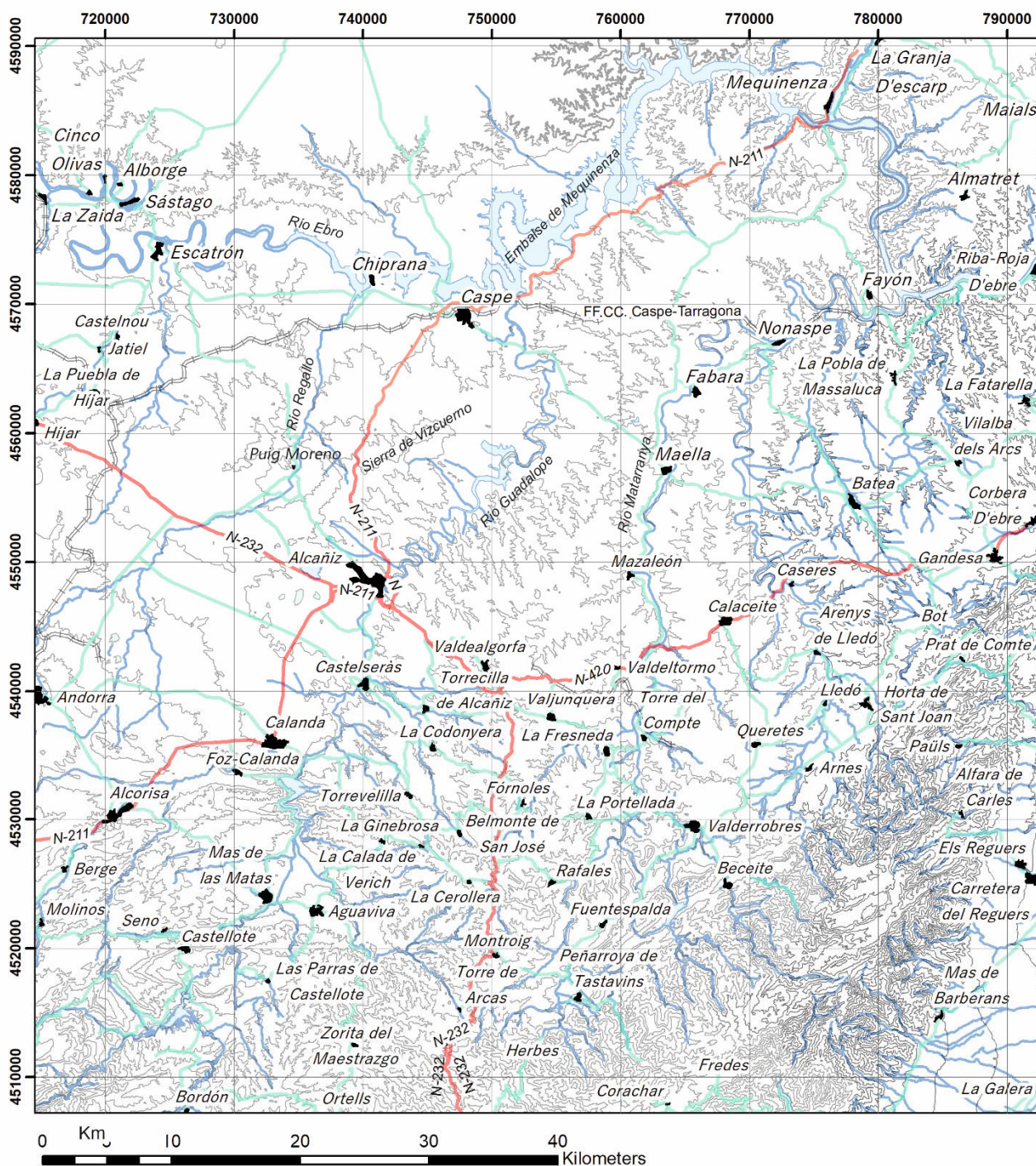


Fig 1.3. Situación geográfica. La equidistancia entre curvas de nivel es de 100 m.



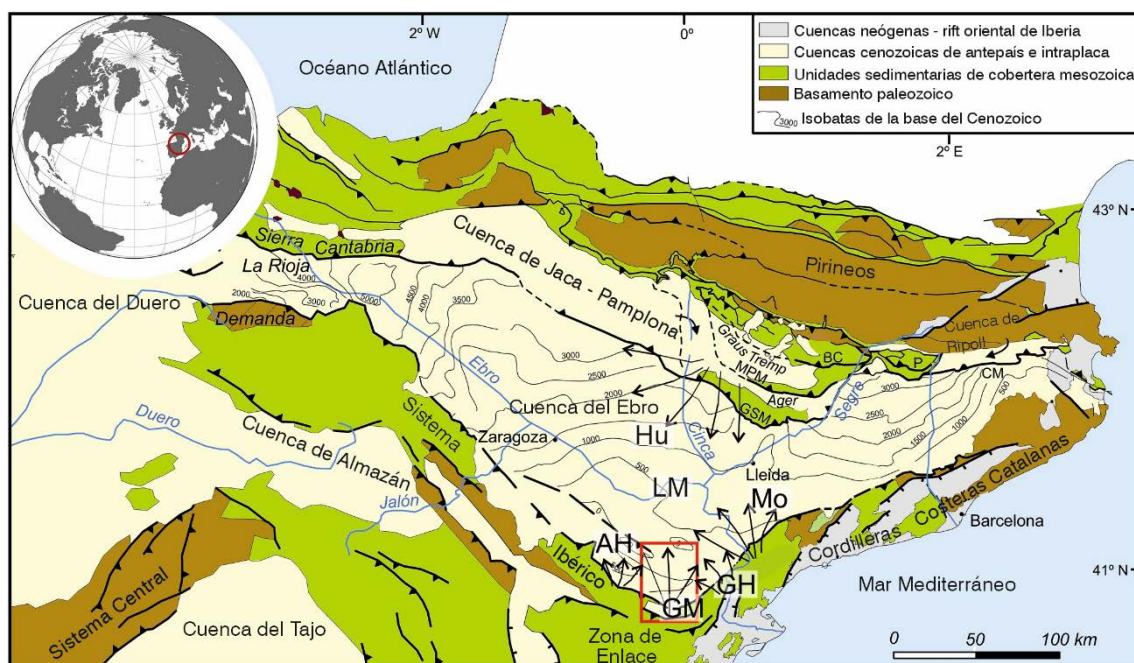


Fig. 1.4. Situación geológica. El área de estudio corresponde al recuadro rojo. Principales sistemas deposicionales: Hu: Sistema aluvial de Huesca; LM: Sistema lacustre de Los Monegros; Mo: Sistema aluvial del Montsant; GH: Sistema aluvial de Horta- Gandesa; GM: Sistema aluvial del Guadalupe – Matarranya; AH: Sistema aluvial de La Ginebrosa - Alcorisa – Híjar. Modificado de Garcés *et al.* (2020)

Desde el Eoceno superior (Costa *et al.* 2010) y durante el Oligoceno y el Mioceno inferior a medio la cuenca del Ebro quedó desconectada del mar, evolucionando como una cuenca endorreica, progresivamente rellena por depósitos aluviales y lacustres. Los aportes terrígenos hacia la cuenca dieron lugar a abanicos aluviales y fluviales sinorogénicos adosados a los márgenes. Estos sistemas aluviales pasaban lateralmente hacia el centro de la cuenca a sistemas lacustres en los cuales se produjo la sedimentación de materiales terrígenos, carbonáticos y evaporíticos (Quirantes 1978; Cabrera 1983; Cabrera *et al.* 1985; Cabrera & Sáez 1987; Arenas 1993; Arenas & Pardo 1999; Garcés *et al.* 2008).

Los sistemas aluviales del Montsant y del Guadalupe-Matarranya (Colombo 1980; Cabrera 1983; Anadón *et al.* 1989a), situados en los sectores SE y S de la Cuenca del Ebro, alcanzaron una notable expansión radial hacia el N, de entre 40 y 70 Km desde los Catalánides y la Zona de Enlace entre los Catalánides y el Sistema Ibérico (Cabrera, 1983; Anadón *et al.*, 1986, 1989; González, 1989; González y Guimerà, 1993, 1997; Luzón, 1994). Con una menor extensión radial, los sistemas aluviales de Horta-Gandesa y Alcorisa – Híjar coexistieron con los sistemas de mayor radio (Anadón *et al.* 1979, 1989a; Cabrera 1983; Cabrera *et al.* 1985; Jones *et al.* 2004).

La Formación Caspe corresponde a las partes medias y distales del Sistema aluvial del Guadalupe – Matarranya (Riba *et al.* 1967; Williams 1975; Quirantes 1978; Friend *et al.* 1979, 1986; Cabrera 1983; Mohrig *et al.* 2000; Cuevas *et al.* 2009, 2010). Este sistema tuvo el área fuente localizada en la Zona de Enlace entre el Sistema Ibérico y los Catalánides y distribuyó sedimentos radialmente hacia el N, NE y NW desde el Oligoceno hasta el Mioceno inferior, a lo largo de una distancia de entre 60 y 70 Km, presentando

una transición desde facies aluviales proximales hasta distales y fluvio-lacustres (Cabrera 1983; Anadón *et al.* 1985; Cabrera *et al.* 1985, 2002; Cabrera y Sáez 1987; González 1989; Luzón 1994).

El desarrollo del Sistema aluvial del Guadalopec – Matarranya estuvo condicionado por la evolución tectónica de la Zona de Enlace (Cabrera 1983; Guimerà 1988; González 1989). Dicha Zona se caracteriza por un cinturón de pliegues y cabalgamientos de edad oligocena a miocena inferior y dirección aproximadamente E - O, formados como resultado de la inversión parcial de las estructuras distensivas mesozoicas de la Cuenca del Maestrazgo (Guimerà, 1988; Guimerà y Salas, 1996; Guimerà y Liesa Carrera, 2013; Guimerà, 2018; Nebot Miralles y Guimerà, 2018).

En la parte central y sudoriental de la Cuenca del Ebro se depositaron sucesiones de gran espesor de materiales lacustres y aluvio-lacustres. Estas sucesiones, apenas deformadas, han proporcionado un extenso y completo registro magneto y bioestratigráfico (Barberà *et al.* 2001; Pérez-Rivarés *et al.* 2004; Valero *et al.* 2014; Valero 2015). Teniendo en cuenta la resolución temporal que permite la magnetoestratigrafía, los numerosos estudios realizados en las secuencias aluvio-lacustres han proporcionado evidencias fundamentadas de la completitud estratigráfica y relativamente continua sedimentación durante el Oligoceno y el Mioceno (Barberà *et al.* 2001; Jones *et al.* 2004; Pérez-Rivarés *et al.* 2018).

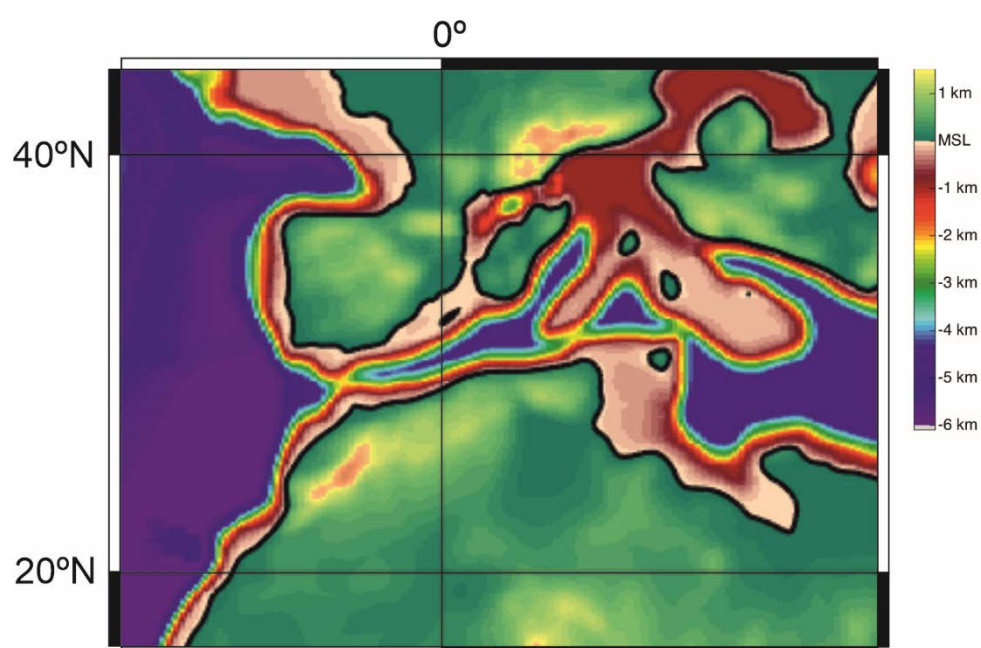


Fig. 1.5. Posición de Iberia durante el Rupeliense (30 Ma). (Baatsen *et al.* 2016; Poblete *et al.* 2021). MSL: nivel medio del mar.

Las reconstrucciones palinspásticas de la península Ibérica (Smith 1996; Baatsen *et al.* 2016; Poblete *et al.* 2021) junto con los datos paleomagnéticos (Barberà *et al.* 2001), indican que durante el Oligoceno y el Mioceno inferior la Península Ibérica se localizaba al S de su latitud actual (Fig. 1.5). Los datos paleobiológicos y sedimentológicos

disponibles sugieren que las temperaturas fueron más cálidas y los valores de precipitación similares a los actuales, dando lugar a unas condiciones climáticas semiáridas a subhúmedas (Cabrera 1983; Cabrera y Sáez 1987; Barrón y Santos 1988; Cavagnetto 2002; Barrón & Peyrot 2006; Barrón *et al.* 2010; Casas Gallego 2017; Casas Gallego & Barrón 2020; Tosal *et al.* 2021).

El alto grado de correlación entre el registro magnetoestratigráfico del Oligoceno y Mioceno del sector sur-oriental de la cuenca del Ebro con la escala temporal de polaridad geomagnética proporciona una cronología altamente consistente y de alta resolución del relleno de la cuenca. Este hecho ha permitido el análisis cicloestratigráfico de las secuencias lacustres coetáneas de la Formación Caspe. Este análisis muestra que la ciclicidad a escala métrica a decamétrica, representada por secuencias de calizas y margas, se corresponde con ciclicidades orbitales periódicas (Barberà *et al.* 1996; Luzón *et al.* 2002; Valero *et al.* 2014; Valero 2015). Todo ello sugiere que las condiciones climáticas en la zona de estudio (mayormente el balance precipitación/evapotranspiración), pudieron variar periódicamente desde semiáridas a subhúmedas.

1.4. Organización de la memoria.

Una vez formulados en esta Parte I de Introducción los objetivos (apartado 1.1) y establecidos los ámbitos geográfico y geológico de la zona de estudio (apartados 1.2 y 1.3), en la Parte II se incluirá la descripción de la Metodología y técnicas de trabajo aplicadas (capítulo 2). A continuación, hemos seguido el orden siguiente:

Parte III Resultados:

- **Análisis estratigráfico:** En el capítulo 3 se precisa la estratigrafía de la Formación Caspe y su contexto estratigráfico. Después de elaborar una síntesis del marco estratigráfico, se aborda la cronoestratigrafía de la unidad, basada esencialmente en el estudio magnetoestratigráfico pero contando con el anclaje bioestratigráfico aportado por estudios previos. Los estudios de tasas de sedimentación y de análisis cicloestratigráfico que se también se concretarán en este apartado, serán utilizados posteriormente para el análisis sedimentológico y el de la ruta sedimentaria.
- **Análisis estructural:** en el capítulo 4 se presenta la interpretación de la estructura tectónica de la zona de estudio. Aunque su determinación, a diversas escalas, no es un objetivo principal de la tesis, se hace necesario disponer de ella, fundamentalmente por dos motivos:
 - La aproximación a la estratigrafía de la Formación Caspe requiere una cartografía de los niveles estratigráficos reconocibles.
 - El análisis de la ruta sedimentaria se basa en gran medida en el análisis del balance de volumen entre área fuente y área deposicional. Se precisa, por tanto, de una cartografía estructural que permita una estimación lo más ajustada de los volúmenes de sedimento movilizados desde el área fuente y acumulados en la cuenca.

- **Análisis sedimentológico:** en el capítulo 5 se presenta el análisis sedimentológico de la Formación Caspe, cuyos resultados fundamentarán las hipótesis sobre los procesos genéticos. Asimismo, tanto el análisis de facies como el análisis paleohidráulico aportarán datos y criterios de cara al objetivo de definición del marco paleogeográfico y paleoclimático.
- **Análisis de la ruta sedimentaria:** en el capítulo 6 se presenta este análisis que es, en gran medida, síntesis de los capítulos precedentes y cuyos resultados complementarán el objetivo de precisar el entorno paleoclimático y paleogeográfico.

Parte IV Discusión.

- En el capítulo 7 discutimos el significado e implicaciones de los resultados obtenidos desde un punto de vista genético-paleoambiental y de integración y análisis de los factores autogénicos y alogénicos que pueden haber condicionado la sedimentación del registro fluvial.

Parte V Conclusiones.

- Finalmente, en el capítulo 8 resumimos las aportaciones que consideramos más relevantes y se apuntan las líneas de trabajo y progreso que podrían llevarse a cabo para la mejora del conocimiento e interpretación del registro estudiado.

Parte VI Bibliografía.

Parte VII Anexos.

- En los anexos detallamos la posición de las ilustraciones y muestras.

II. Metodología.

2. Métodos y técnicas.

En la introducción de esta memoria hemos hecho mención a las dificultades específicas que presenta el estudio de la Formación Caspe y que se resumen básicamente en la dificultad de establecer correlaciones litoestratigráficas extensas a partir de los afloramientos y en la propia excepcionalidad de los afloramientos de *ribbons*: su fisiografía permite observar con una calidad excepcional el trazado en planta de los rellenos de canal, pero al mismo tiempo dificulta la determinación de las relaciones de estos materiales con las facies con las que se relacionan lateralmente. Debido a todo esto, aparte de los métodos bien establecidos de análisis estratigráfico y sedimentológico, hemos desarrollado algunas técnicas *ad-hoc*.

2.1. Métodos y técnicas aplicados a la Estratigrafía y al análisis estructural.

El trabajo orientado al análisis estratigráfico se ha basado en los principios generales y técnicas que lo rigen y que son resumidos y enumerados en los manuales generales, clásicos o recientes de esta disciplina, por ejemplo Reading (1996) y Miall (2016).

Como ya hemos indicado más arriba, las características de los afloramientos dificultan la elaboración de columnas extensas y su correlación por criterios litoestratigráficos. Las correlaciones litoestratigráficas basadas en niveles fotogeológicos sólo han podido establecerse en las partes más distales fuera de la zona de estudio (Luzón, 1994), donde la Formación Caspe se interdigita con el Sistema lacustre de Los Monegros, los relieves del valle del Ebro son acusados y contiene capas de caliza lacustre suficientemente continuas e identificables en fotografía aérea. En el resto del área ocupada por la Formación Caspe y que es el objeto principal del presente estudio, dichos niveles son muy discontinuos o totalmente ausentes. En cambio, en la mitad N de la zona estudiada donde afloran extensamente los litosomas de arenisca formados por los *ribbons* disponemos de una alternativa al análisis clásico de niveles guía fotogeológicos.

Aunque cada afloramiento de *ribbon sandstones* tenga una continuidad lateral limitada a unos pocos cientos de metros en promedio, el análisis de la disposición y distribución espacial de este tipo de litosomas a escalas que van desde 10^2 hasta 10^4 m permite una cierta reconstrucción desde la escala de arquitectura sedimentaria hasta la escala estratigráfica local y una cierta aproximación a la estructura tectónica. A partir de la localización espacial precisa de los *ribbon sandstones* generamos nubes de puntos susceptibles de ser analizadas espacialmente con las mismas herramientas que las nubes de puntos generadas mediante LIDAR y fotogrametría.

Como veremos a lo largo del desarrollo de esta memoria, la idea que subyace en los métodos que hemos desarrollado consiste en que exagerando fuertemente la escala vertical de los modelos tridimensionales obtenidos mediante técnicas que aseguran una alta precisión de los datos, podemos resaltar, identificar y analizar niveles guía y estructuras cuya sutileza impide su identificación por observación directa, independientemente de la escala del objeto que estemos analizando. En este apartado

enumeraremos estas técnicas, describiéndoles en líneas generales. Posteriormente, ampliaremos el detalle necesario en los apartados donde se han aplicado específicamente.

Para facilitar la visualización de estructuras complejas o muy sutiles hemos recurrido en algunos casos a imágenes anaglíficas, ya que permiten una buena representación de formas tridimensionales aunque sea a costa de la fidelidad del color. Aunque las imágenes anaglíficas pueden visualizarse en la copia impresa, la visualización en la pantalla de ordenador es de mucha mayor calidad. También hemos recurrido en algunos casos a enlaces a modelos digitales tridimensionales disponibles en la plataforma <http://www.sketchfab.com>.

La identificación y localización en 3D de los afloramientos de *ribbon sandstones* se ha realizado a partir de tres fuentes de datos proporcionadas por el IGN (Instituto Geográfico Nacional):

- Los modelos digitales del terreno (MDT). Hemos utilizado los MDT de 5 y 2 m de luz de malla (MDT05 2015 CC-BY 4.0 scne.es y MDT02 2015 CC-BY 4.0 scne.es). El error RMS en la posición vertical de estos modelos es de 30 cm como máximo.
- En los casos en que hemos necesitado mayor detalle hemos recurrido a las coberturas de LIDAR aerotransportado (LIDAR PNOA 2018 CC-BY 4.0 scne.es). En este caso, a fin de obtener la mayor fidelidad posible, hemos eliminado las reflexiones correspondientes a la vegetación.
- Las ortofotos del Plan Nacional de Ortofotografía Aérea (OrtoPNOA 2018 CC-BY 4.0 scne.es). La resolución de estas imágenes des de 50 cm o 1 m/pixel, dependiendo de la zona.

El análisis de los conjuntos de datos citados arriba, a escala plurikilométrica se ha aplicado a la identificación de intervalos correlacionables, como alternativa al análisis fotogeológico tradicional. Puesto que, al aplicarse a toda la extensión de la Formación Caspe, dicho análisis produce como resultado una identificación de niveles litoestratigráficos y por tanto una aproximación a la estructura tectónica, lo describimos en detalle en el capítulo 3.

En la sección 3.1 describimos el método que hemos desarrollado para la generación y análisis estructural de nubes de puntos a partir de los afloramientos de *ribbons*. Cuando ha sido posible, hemos combinado las nubes de puntos con las superficies estructurales de capas de caliza lacustre para obtener una aproximación más precisa a la estructura.

Hemos aplicado los métodos de la Magnetoestratigrafía (ver Hilgen *et al.* (2015, Garcés y Beamud , 2016) para elaborar la zonación magnetoestratigráfica local del sector de Puig Moreno. A partir de la correlación de esta sucesión magnetoestratigráfica local con la escala magnetoestratigráfica global hemos podido correlacionar el sector central de la Formación Caspe con el resto de las unidades estratigráficas genéticamente relacionadas con ella en el sector SE de la Cuenca del Ebro. Los métodos de laboratorio aplicados se describen en la sección 3.3.2.3.

Las técnicas de análisis cicloestratigráfico que hemos aplicado han consistido en el análisis espectral de la columna de Puig Moreno para identificar posibles ciclicidades y la correlación de la tendencia secuencial de dicha columna con la solución orbital de excentricidad (Laskar *et al.* 2004).

La aplicación de métodos bioestratigráficos se ha basado esencialmente en la integración de datos bibliográficos sobre bioestratigrafía de micromamíferos y carófitas en la zona de estudio (Cabrera 1983; Barberà 1999; Agustí *et al.* 2001; Barberà *et al.* 2001). En el apartado correspondiente se detallará el modo en que se ha realizado esta aplicación.

Los métodos y técnicas de análisis cicloestratigráfico (ver en Hilgen *et al.*, 2015) un estado de la cuestión y una puesta al día sobre los aspectos relacionados con esta metodología) que hemos aplicado han consistido en el análisis espectral de la columna de Puig Moreno para identificar posibles ciclicidades y la correlación de la tendencia secuencial de dicha columna con la solución orbital de excentricidad (Laskar *et al.* 2004).

2.2. Métodos aplicados a la Sedimentología.

El análisis sedimentológico se ha basado en los principios del análisis arquitectural formulados por Miall (1985, 2014), combinados con el análisis de facies (ver por ejemplo Reineck y Singh, (1980); Reading, (1996)). El análisis arquitectural ha sido ampliamente aplicado al análisis sedimentológico de las facies aluviales y fluviales en general desde su formulación por Miall en 1985, y concretamente, al análisis de la Formación Caspe por Cuevas *et al.* (2009, 2010). Además, tal como se especifica en el apartado correspondiente y se recoge en la Bibliografía, se han consultado trabajos específicos centrados en la descripción, análisis e interpretación de asociaciones y sucesiones de facies fluviales.

La dificultad en la determinación de las relaciones laterales entre los típicos afloramientos de *ribbon* y las litofacies de su encajante (el cual generalmente no queda preservado debido a la erosión del paisaje actual) puede superarse en parte con el análisis de cortes verticales, sea en carreteras, vías de tren o en las vertientes más escarpadas de los ríos que cruzan la zona. Ahora bien, como veremos más adelante, el nivel de precisión y detalle que se requiere para resolver algunos de los problemas planteados obliga a complementar métodos tradicionales de observación y análisis sedimentológico con técnicas que nos permitan analizar con la máxima precisión y detalle los afloramientos. En este apartado enumeraremos estas técnicas, describiéndoles en líneas generales. Posteriormente, ampliaremos el detalle necesario en los apartados donde sean de aplicación.

Dado que los problemas planteados requieren datos espaciales de alta precisión, hemos complementado el análisis arquitectural con medidas obtenidas a partir de modelos de LIDAR terrestre y fotogramétricos de los afloramientos (Buckley *et al.* 2008; Arbués *et al.* 2012; Tavani *et al.* 2014; Calvo Tortajada 2016).

El LIDAR es un dispositivo que permite el escaneado de superficies mediante pulsos de luz *laser*. Como resultado se obtienen nubes de puntos que describen con un alto grado

2. Métodos y técnicas.

de precisión y detalle tanto la superficie del terreno como de objetos (edificios, infraestructuras viarias, cuerpos sedimentarios, etc). Distinguimos dos tipos de dispositivo LIDAR: terrestre y aerotransportado. El LIDAR terrestre consiste en un dispositivo emisor/receptor de pulsos de luz *laser* el cual se sitúa en un punto fijo con respecto a la superficie a escanear, y se posiciona mediante un GPS diferencial a fin de georeferenciar la nube de puntos obtenida. En este trabajo hemos utilizado un dispositivo LIDAR Iris-3D de Optech®, geoposicionado mediante un GPS diferencial TOPCON® GB-1000 (Fig. 2.1). La precisión máxima de este modelo de LIDAR es de unos 8 mm en posición a 100 m de distancia. El LIDAR aerotransportado se destina a reconstrucciones de la superficie topográfica. En este caso, el posicionamiento de la nube de puntos se obtiene mediante GPS diferencial apoyado en una red de estaciones en tierra y un sistema de navegación inercial, ambos situados en el vehículo de transporte aéreo.



Fig. 2.1. LIDAR terrestre utilizado en este trabajo. La cámara digital montada en la parte superior, si bien no es imprescindible, se utiliza como apoyo para la localización e interpretación de los resultados obtenidos.

La fotogrametría comprende un conjunto de técnicas que se aplican a la determinación de medidas de objetos a partir de imágenes (Rader y Baker, 1962; Wolf y Dewitt, 2000). Entre otras aplicaciones, las técnicas fotogramétricas permiten reconstruir la superficie de un objeto, tal como un afloramiento, a partir de un conjunto de imágenes que representan dicho objeto desde diferentes puntos de observación. Mediante la fotogrametría podemos obtener nubes de puntos correspondientes a la superficie de afloramientos, si bien con un grado de precisión y detalle inferior a los resultados obtenidos mediante LIDAR. Ahora bien, mediante técnicas fotogramétricas, a diferencia de los escaneos LIDAR, además podemos obtener representaciones fotorealistas de los afloramientos. En este trabajo hemos aplicado métodos fotogramétricos como

complemento a los escaneos LIDAR y en aquellos casos en los que no hemos podido aplicar esta técnica.

Las reconstrucciones fotogramétricas se han realizado mediante el programa comercial 3D Zephyr®. El análisis y obtención de medidas sobre de nubes de puntos, generadas tanto mediante LIDAR como fotogrametría se han realizado mediante el programa Cloud Compare 2.11.3 (Software GPL 2020).

Referimos al lector a la tesis doctoral de Calvo Tortajada (2016), páginas 4 a 20, para una excelente descripción de los principios en que se basa el LIDAR, las técnicas de fotogrametría y la combinación de ambos métodos para la obtención de representaciones tridimensionales de los afloramientos.

2.3. Análisis de la información geoespacial y cartografías en la Memoria.

Todos los elementos citados en las dos secciones anteriores se han integrado en una base cartográfica digital a partir de la cual se han producido las cartografías producidas en esta memoria. Esta base de datos cartográfica digital que ha servido de base para muchos de los análisis presentados en esta memoria se ha gestionado mediante el programa ArcMap 10.8.

El área de estudio se extiende sobre dos husos UTM: el 30N y el 31N. De hecho, el meridiano de Greenwich cruza los municipios de Caspe y Alcañiz. Dado que la mayor parte del área corresponde al huso 31N, hemos utilizado la prolongación de dicho huso, referido al datum ETRS 89, para georeferenciar todas las localizaciones y como sistema de coordenadas de todos los mapas presentados en esta memoria. Utilizando un único sistema de coordenadas se facilita la apreciación y medida de distancias directamente sobre los mapas.

Las fuentes adicionales de datos que se han utilizado para producir la información cartográfica han sido:

- Los mapas geológicos de la tesis doctoral de Cabrera (1983), González (1989) y de la tesis de licenciatura de Luzón, (1994).
- La cartografía geológica digital GEODE (López Olmedo *et al.* 2022).
- La cartografía geológica digital de l'Institut Cartogràfic i Geològic de Catalunya
- La información topográfica de base proporcionada por el Instituto Geográfico Nacional.

La localización de las figuras y muestras se recoge en el anexo 2. Hemos considerado preferible recoger todas las localizaciones en un anexo a detallar la posición en cada figura o tabla de muestras, a fin de no sobrecargar los pies de las figuras y tablas.

El grado de detalle de los mapas a menudo no queda bien representado en las copias impresas, limitadas al formato DIN A4 en que se ha diseñado la paginación de esta memoria. En cambio, la versión digital permite la ampliación en la pantalla del ordenador, sin más límite que la resolución original de los mapas.

III. Resultados

3. Estratigrafía

El capítulo de Estratigrafía tiene por objetivos:

- Determinar el contexto estratigráfico y deposicional de la Formación Caspe y su relación con el resto de unidades estratigráficas y sistemas sedimentarios presentes en la zona.
- Precisar la cronología de la Formación a partir de contribuciones previas y con la aplicación de técnicas de datación magnetoestratigráfica sobre las sucesiones estudiadas.
- Realizar, a partir de la datación magnetoestratigráfica, más precisa, el cálculo de tasas de sedimentación de la Formación Caspe para compararla con las de sucesiones vecinas estratigráficamente próximas o equivalentes.
- Realizar el análisis cicloestratigráfico.

La consecución de estos objetivos, combinada con el análisis estructural y sedimentológico de la Formación Caspe permitirá en capítulos posteriores llevar a cabo un análisis integrado de la unidad y realizar propuestas sobre la arquitectura a escala de formación y la dinámica sedimentaria del conjunto del sistema fluvial distributivo de Guadalupe-Matarranya.

El registro estratigráfico pre-cenozoico de la zona de estudio está formado por un zócalo paleozoico y por unidades sedimentarias pérmicas a cretácicas que fueron depositadas como cobertera durante sucesivas etapas de *rifting* y de *post-rift* que finalizaron en el Cretácico superior (Salas, 1987; Guimerà y Salas, 1996; Salas *et al.*, 2001). Estas unidades pre-cenozoicas afloran extensamente en la Zona de Enlace entre el Sistema Ibérico y los Catalánides, y de manera reducida en la estructura de Puig Moreno. Se trata de unidades diferenciadas sobre todo en base a criterios lito y cronoestratigráficos.

El registro cenozoico en la cuenca del Ebro y las cubetas de la vecina Zona de Enlace incluye unidades del Paleoceno y Eoceno depositadas con anterioridad al inicio de la inversión tectónica compresiva que afectó la región ibérica NE. Las unidades más modernas (sobre todo oligocenas y neógenas) fueron depositadas sincrónicamente al desarrollo de la Cadena Ibérica-Catalánide.

Los criterios de definición por los diversos autores de las unidades estratigráficas y deposicionales cenozoicas no han sido uniformes, por lo cual será preciso realizar un breve análisis de su significado para poder establecer sus equivalencias. Así pues, en lo que se refiere al registro estratigráfico cenozoico en el dominio de la zona de estudio, dentro del sector SE de la cuenca del Ebro y la Zona de Enlace se han definido:

- Unidades litoestratigráficas, tanto de manera formal (Quirantes, 1978; Colombo, 1980, 1986) como informal (Cabrera, 1983). En algún caso sin embargo las unidades formalmente definidas lo fueron sin estratotipos, límites precisos ni sucesiones de referencia. Contrariamente algunas unidades litoestratigráficas informales fueron descritas con sucesiones tipo y cartografías de referencia.

- Unidades deposicionales genéticas (sistemas deposicionales en el sentido de Fisher y McGowen (1969) recogido en Cabrera (1983)) que agrupaban unidades litoestratigráficas caracterizadas sedimentológicamente y relacionadas entre sí genéticamente, con distribuciones paleogeográficas precisas o al menos conocidas en ámbitos y sectores concretos de la cuenca. Tal como se ha indicado Quirantes (1978), Colombo (1980) y Cabrera (1983), definieron numerosas unidades litoestratigráficas en el sector central y SE de la Cuenca del Ebro. Estas unidades fueron agrupadas por Anadón *et al.* (1979, 1989) y Cabrera (1983) en:
 - i. Los sistemas sedimentarios aluviales que tuvieron sus áreas fuente en el margen catalánide, la Zona de Enlace y la Cadena Ibérica: Sistemas aluviales del Montsant, Horta-Gandesa, Guadalope-Matarranya y Alcorisa-Híjar
 - ii. El sistema lacustre central con ellos relacionado: Sistema lacustre de Los Monegros

La ventaja de este criterio genético reside en agrupar y ordenar diversas unidades dentro de conjuntos espaciales y temporales con un sentido evolutivo y paleogeográfico. Los límites de estos sistemas sedimentarios se corresponden con los de las formaciones que los integran. La propia evolución interna de los sistemas sedimentarios y su interacción entre ellos puede causar que sus límites sean difíciles de precisar cartográficamente, especialmente en las zonas de tránsito entre ellos. Igualmente es preciso considerar que los diversos sistemas se generan, evolucionan y dejan de ser activos en diversos momentos y que es preciso datar su registro de la manera más ajustada posible para poder establecer correctamente su evolución secuencial y paleogeográfica (Cabrera, 1983).

Todos estos sistemas evolucionaron durante el Oligoceno y el Mioceno bajo condiciones de estricto endorreísmo y en lapsos de tiempo con apreciable actividad tectónica en las zonas internas de la Cadena Ibérica-Catalánide, que finalmente se propagó a los actuales márgenes de la cuenca del Ebro en la zona y hasta la estructura de Puig Moreno - Maella.

- Unidades Tectosedimentarias. Este tipo de unidades propuesto inicialmente por (Garrido Megias 1973; Garrido-Megias 1982) fue matizado, conceptualmente extendido (ver Pardo *et al.*, 1989) y extensamente aplicado en el análisis de los registros continentales cenozoicos de la cuenca del Ebro y regiones limítrofes (Muñoz *et al.* 2002; Pardo *et al.* 2004). En parte, el análisis tectosedimentario se propone como alternativa a los métodos clásicos del análisis estratigráfico y es aplicado para resolver los problemas de datación y correlación planteados por la separación física de los registros estratigráficos y la escasez de dataciones precisas. En el caso de las cubetas terciarias de la Zona de Enlace y la zona vecina de la cuenca del Ebro que nos ocupan fueron realizadas diversas contribuciones en las que este tipo de unidades fueron utilizadas extensamente, con una marcada aproximación cronoestratigráfica, atribuyendo a los límites que se proponían un

marcado carácter isócrono (González 1989; Pardo *et al.* 1989; González *et al.* 1991; Villena *et al.* 1992).

El análisis tectosedimentario como método de correlación estratigráfica ha sido objeto de críticas por Guimerà (1988), Riba (1989) y Santanach (1989). Como estos autores indican, este método se basa en la hipótesis no verificada de que los cambios tectónicos son isócronos en una cuenca y pueden inducir cambios secuenciales también isócronos. Como indica Guimerà (1988), la evolución de las estructuras no es sincrónica dentro de una misma cuña orogénica. El emplazamiento de cabalgamientos fuera de secuencia es un hecho común en estos contextos, y su evolución es hasta cierto punto independiente en estructuras separadas dentro de un mismo dominio estructural. Por tanto, puesto que requiere de la datación de los límites mediante métodos cronestratigráficos independientes, no podría considerarse un método de análisis cronoestratigráfico *per se*.

En lo que se refiere a la zona estudiada, la cronología propuesta por González (1989) para las UTSs por él allí definidas (Fig. 3.2) muestra imprecisiones y discrepancias respecto a las dataciones magnetoestratigráficas de las unidades consideradas, obtenidas con posterioridad (Jones *et al.*, 2004; Garcés *et al.*, 2008; Barberà, 1999; Pérez-Rivarés *et al.*, 2018) y con la realizada en esta memoria (sección 3.3.2.3). Sin embargo, los datos aportados por dicho autor (litología de las sucesiones, direcciones de paleocorrientes, proveniencia y composición de clastos y áreas de distribución de los depósitos de los diversos sistemas aluviales; González, 1989) son válidos para la caracterización general del registro estratigráfico cenozoico de la zona SE de la cuenca del Ebro y de las cubetas tectónicas terciarias de la vecina Zona de Enlace. Por ello serán integrados en el análisis aquí realizado (sección 3.2).

- Unidades del Mapa Geológico de España (MAGNA) (IGME 1997; CGS - IGME 2004). En las hojas del plan MAGNA que cubren la mayor parte del sector de la cuenca del Ebro aquí considerado se han diferenciado cuatro grandes unidades genético-sedimentarias en el lapso Catiense-Aquitaniense inferior, siguiendo un criterio similar pero no totalmente coincidente con el de las Unidades Tectosedimentarias (Garrido Megias, 1973; Garrido-Megias, 1982; González, 1989). De más antigua a más moderna, se propusieron cuatro unidades: Fayón-Fraga, Mequinenza-Ballobar, Torrente de Cinca-Alcolea de Cinca y Galocha-Ontiñena. Se trata de unidades formadas por lutitas, areniscas y calizas. Cada una de estas unidades presentaría una tendencia secuencial granodecreciente. Sus límites serían concordantes o paraconformes en el centro de cuenca y discordantes en los márgenes tectónicamente activos. Todas ellas son total o parcialmente equivalentes laterales de la Formación Caspe. Dada la homogeneidad de facies y el hecho de que sus límites no son objetivamente identificables sobre el terreno, estas unidades no han sido consideradas en esta memoria.

La Fig. 3.1 es un esquema cartográfico de las unidades estratigráficas diferenciadas en esta memoria. En los sectores de la cuenca del Ebro y el segmento Catalánide de la Zona

de Enlace se muestran las unidades definidas según el criterio de definición de unidades litoestratigráficas agrupadas genéticamente en sistemas sedimentarios. En la zona correspondiente a las cubetas terciarias del segmento ibérico de Zona de Enlace las unidades cenozoicas se han diferenciado sobre todo según su carácter pre, sin o tardi-post-cinemático. Se indican también como referencia las UTS definidas por González (1989). Este esquema se ha realizado en base a las cartografías de Cabrera (1983), Luzón (1994), González (1989), el mapa geológico IGME-GEODE (López Olmedo *et al.*, 2022), la contribución de Gual i Ortí y Forner i Valls (2013) y la cartografía geológica digital del *Institut Cartogràfic i Geològic de Catalunya*.

La Fig. 3.2 es la leyenda del esquema de la Fig. 3.1 y consiste esencialmente en un esquema lito-cronoestratigráfico que agrupa la mayor parte de las unidades en sistemas sedimentarios. Este esquema resume el contexto estratigráfico donde queda incluido el Sistema aluvial de Guadalopec-Matarranya y dentro de él la Tormación Caspe.

En los siguientes apartados comentaremos y precisaremos las definiciones y criterios aplicados para la subdivisión del registro estratigráfico en los diversos sectores.

Las edades atribuidas a las diversas unidades y sistemas sedimentarios están basados en las contribuciones sobre su cronología realizadas por diversos autores (Anadón *et al.*, 1979, 1986, 1989; Agustí *et al.*, 1983; Cabrera, 1983; Feist *et al.*, 1994; Barberà, 1999; Barberà *et al.*, 2001; Jones *et al.*, 2004; Martín-Closas y Ramos, 2005; Garcés *et al.*, 2008; Sanjuan *et al.*, 2014; Valero *et al.*, 2014; Pérez-Rivarés *et al.*, 2018) y que serán analizados con mayor detalle en apartados posteriores.

3.1. Unidades litoestratigráficas y sistemas sedimentarios.

El marco estratigráfico aquí propuesto incluye las unidades litoestratigráficas y los sistemas sedimentarios que las agrupan genéticamente y está basado fundamentalmente en los trabajos de Colombo (1980), Cabrera (1983), Anadón *et al.* (1989), Luzón (1994), Salas (1987) y Villa *et al.* (1996). El esquema cartográfico de la Fig. 3.1 y el cuadro de la Fig. 3.2 muestran la distribución de estas unidades y su correlación.

3.1.1. Unidades del sustrato

Se incluyen en este grupo las unidades anteriores al desarrollo del Sistema aluvial del Guadalopec-Matarranya. Estas unidades serían anteriores a la deformación paleógena y al inicio de la sedimentación sincinemática de edad fundamentalmente paleógena-miocena inferior. Se han diferenciado el zócalo varisco, las unidades pérmicas y mesozoicas correspondientes al relleno de las cuencas de las diversas fases de *rift* y *post-rift* ibéricas (Salas, 1987; Guimerà y Salas, 1996; Salas *et al.*, 2001) y las unidades del paleógeno inferior preorogénico.

3.1.1.1. Zócalo varisco.

Los materiales del zócalo varisco afloran en la estructura de Puig Moreno. Según Villa *et al.* (1996) son de edad Estefaniense, y están formados por una sucesión de unos 250 m de espesor de lutitas y areniscas siliciclásticas de origen turbidítico, con intercalaciones menores de conglomerados y areniscas calciclásticas.

3.1.1.2. Unidades pérmicas y mesozoicas.

Sobre el zócalo varisco se disponen discordantes las sucesiones post-variscas, mayoritariamente mesozoicas. Comprenden desde el Pérmico superior hasta el Cretácico superior, con un espesor total máximo de 5700 m (Salas *et al.* 2001). Dichas sucesiones han sido subdivididas en cuatro supersecuencias, correspondientes a los diversos estadios evolutivos del sistema de rift ibérico, y separadas por discordancias regionales (Salas *et al.* 2001; Nebot Miralles 2016) (Fig. 3.3). Las sucesiones litológicas y los datos de espesores de dichas supersecuencias que presentamos en esta memoria corresponden a la síntesis realizada por Nebot Miralles (2016).

La supersecuencia del Pérmico Superior – Triásico tiene un espesor variable entre 260 y 1960 m. Está formada por las sucesiones de facies Buntsandstein, Muschelkalk y Keuper. La facies Buntsandstein tiene un espesor variable entre 70 y 170 m y su edad abarca desde el Pérmico superior al Anisiense. Las facies del Muschelkalk inferior están formadas por calizas y dolomías, con un espesor variable entre 0 y 210 m. La sucesión de facies Muschelkalk medio incluye depósitos de halita, anhidrita y lutitas. Su espesor es altamente variable, entre 0 y 1000 m debido a la tectónica salina. La sucesión de facies del Muschelkalk superior está formado por una sucesión de calizas y dolomías con un espesor constante de 130 m. La facies Keuper está formada por lutitas, yesos y areniscas, con un espesor variable entre 30 y 280 m. Finalmente, el ciclo del Pérmico superior – Triásico finaliza con las dolomías de la Formación Imón, con un espesor constante de 30 m.

La supersecuencia del Jurásico inferior al medio está formada predominantemente por calizas y margas. Su espesor varía entre 245 m y 945 m.

La supersecuencia del Oxfordiense al Albiense medio tiene un espesor variable, entre unos 100 m y 1370 m. Está compuesta predominantemente por calizas y dolomías, con intercalaciones detríticas correspondientes a la facies Urgoniense. El techo de esta secuencia corresponde a la Formación Escucha, con un espesor variable entre 100 m y 260 m, formada por lutitas, areniscas y lignitos.

La supersecuencia superior abarca desde el Albiense tardío hasta el Maastrichtiense. El Cretácico superior está formado por una sucesión de materiales carbonáticos de entre 300 y 500 m de espesor, mientras que la parte del Albiense corresponde a los materiales terrígenos, en gran parte areniscas micáceas y cuarzoarenitas, de la Formación Utrillas, con un espesor variable entre 15 y 185 m.

Las variaciones de espesor observadas obedecen a la compartimentación de la cuenca mesozoica en subcuencas debido a la actividad de fallas extensionales (Salas, 1987; Guimerà y Salas, 1996; Salas *et al.*, 2001). La Fig. 3.3 (Nebot Miralles, 2016; Nebot Miralles y Guimerà, 2018) ilustra a título de ejemplo las variaciones correspondientes al intervalo Barremiense-Aptiense.

3. Estratigrafía.

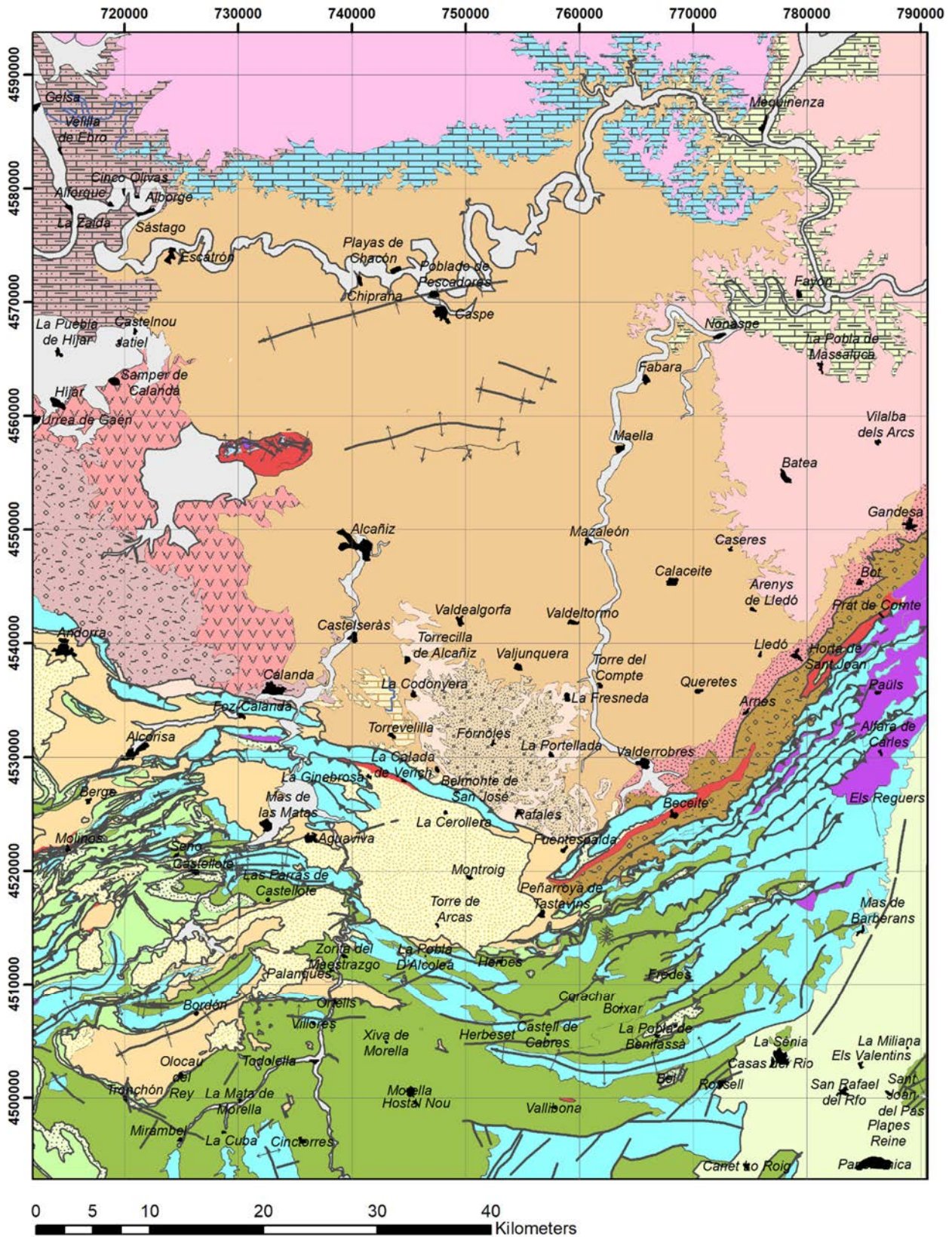
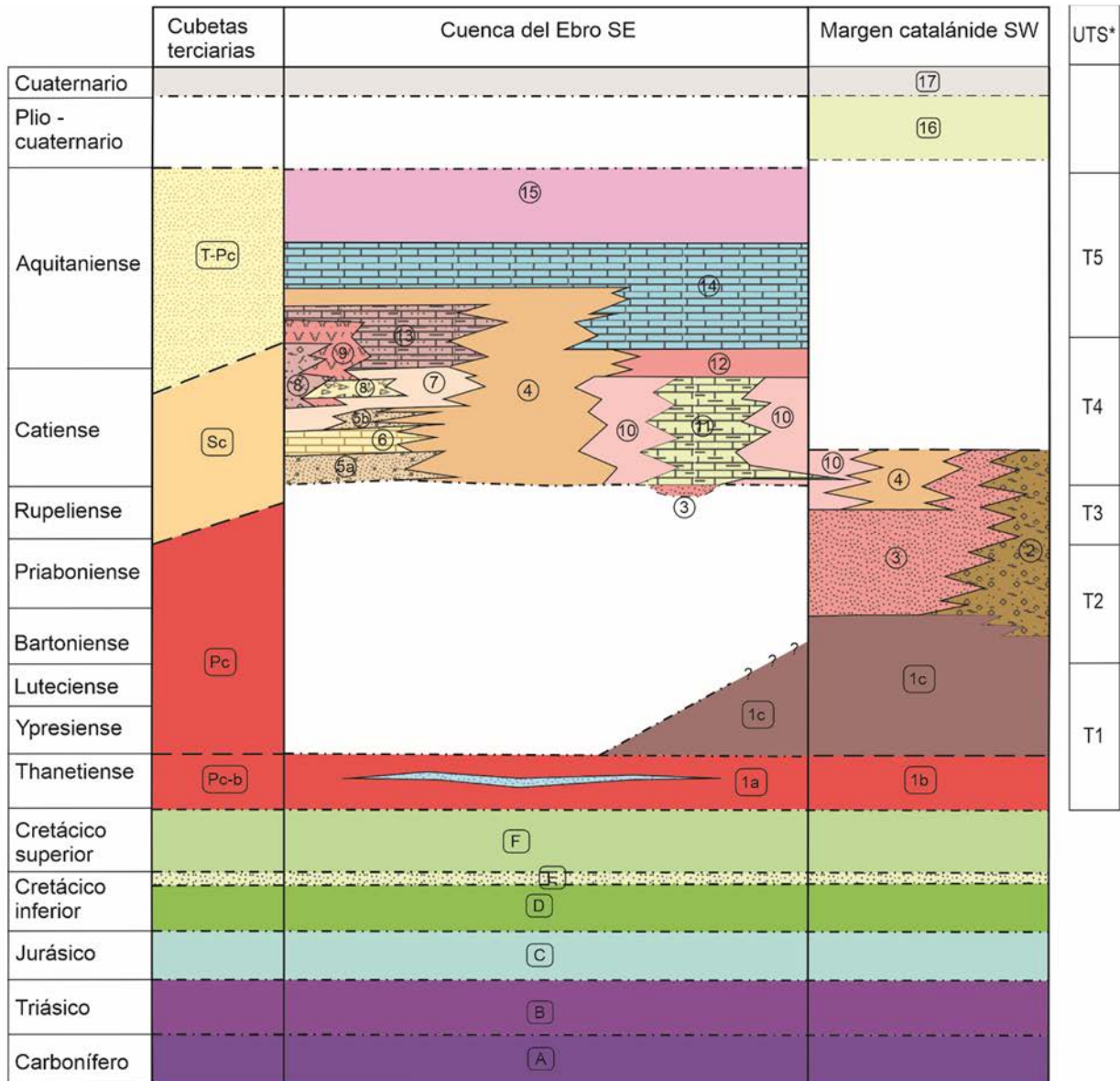


Fig. 3.1. Cartografía de las unidades litoestratigráficas. Las relaciones entre las unidades descritas en esta memoria se representan en la leyenda de la página siguiente.

3. Estratigrafía.



Unidades fuera del ámbito de estudio

- 17 Cuaternario
- 16 Relleno de las fosas neógenas del Sistema mediterráneo

Sistema lacustre de Los Monegros

- 15 Lutitas del Llano de Cardiel
- 14 Calizas de Torrente de Cinca
- 13 Lutitas y yesos de Escatrón
- 12 Lutitas de la Cuesta de Fraga
- 11 Calizas de Mequinenza
- 10 Lutitas y calizas de la Granja d'Escarp

Sistemas aluviales de La Ginebrosa y de Alcorisa - Hajar

- 9 Lutitas y yesos de Vinacete
- 8 Brechas de la Ginebrosa
- 8 Conglomerados del Llano de la Chumilla
- 7 Lutitas de La Codoñera
- 6 Lutitas de La Portellada
- 5b Conglomerados de Tastavins Mb. Fónoles
- 5a Conglomerados de Tastavins Mb. Ráfales
- 4 Formación Caspe

Sistema aluvial de Horta - Gandesa

- 3 Formaciones Flix y Margalef
- 2 Formación Montsant

Unidades del Paleógeno precompresivo

- 1c Complejo de Ulldemolins
- 1b Formación Mediona
- 1a Lutitas y calizas de Puig Moreno

Unidades mesozoicas

- F Unidades carbonáticas del Cretácico superior
- E Formación Utrillas
- D Unidades carbonáticas del Cretácico inferior
- C Jurásico
- B Triásico

Zócalo varisco

- A Estefaniense

Unidades de las cubetas terciarias de la Zona de Enlace

- T-Pc Unidad superior tardi-postcompresiva
- Sc Unidad intermedia sincompresiva
- Pc Unidad inferior precompresiva
- Pc-b "Nivel de *Bulimus*"

Límites

- Transicional
- - - - Discontinuidad
- - - - No determinado

*González, 1989

Fig. 3.2. Leyenda de unidades estratigráficas. Se incluyen las UTS definidas por González (1989) según la cronología de dicho autor. La posición de las Brechas de la Ginebrosa es hipotética.

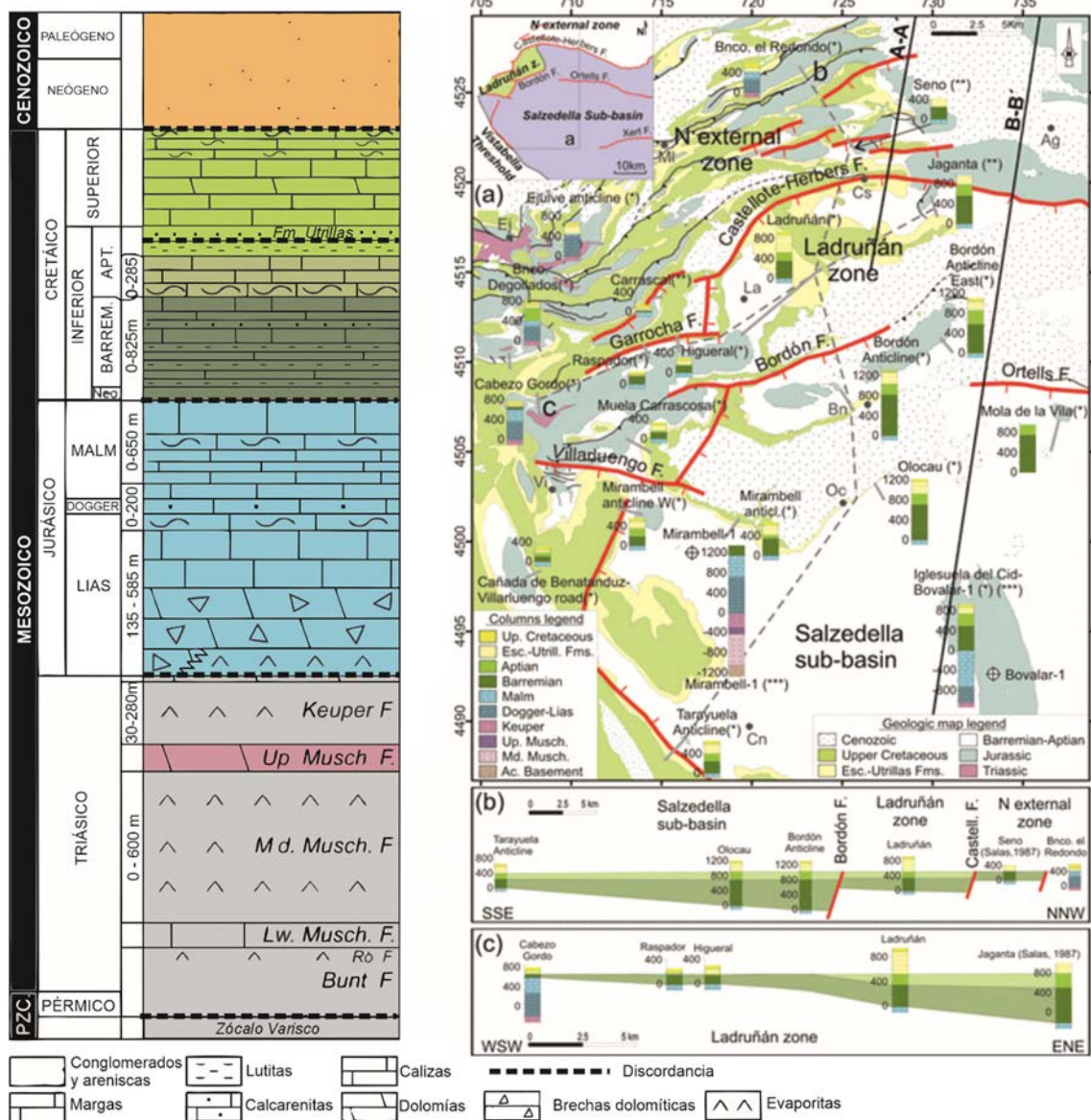


Fig. 3.3. Izquierda: Estratigrafía de las unidades mesozoicas del sustrato y de las cubetas terciarias de la Zona de Enlace en la subcuenca de Salzedella. Modificado de Nebot Miralles y Guimerà (2018). Derecha: a) Dominios tectonoestratigráficos del Mesozoico de la parte centro-oriental del Sistema Ibérico, abarcando parte de la Zona de Enlace. b) c) correlación de las unidades Barremienses-Aptienses. Las fallas normales que delimitan subcuencas fueron invertidas durante la orogenia alpina; notar los importantes cambios de espesor entre subcuencas. Según Nebot Miralles (2016).

3.1.1.3. Unidades precompresivas del Paleógeno (Paleoceno-Eoceno).

Sobre el zócalo paleozoico o el sustrato mesozoico se disponen discordantes una serie de formaciones continentales cuya característica común es la de estar formadas mayoritariamente por materiales finos, generalmente lutitas, calizas y ocasionalmente yesos. Localmente, y en especial, a techo de las sucesiones pueden presentar areniscas y conglomerados si bien, la proporción de estos materiales terrígenos gruesos es siempre minoritaria. Históricamente, estas formaciones han sido laxamente asimiladas (Colombo 1980) a la facies Garumniense, ampliamente representada en el tránsito Mesozoico-

Cenozoico de las cuencas pirenaicas. En el sector estudiado, estas formaciones afloran puntualmente en la estructura de Puig Moreno y en los núcleos de anticlinales desarrollados en los márgenes de cuenca del sector catalánide, estando muy poco representadas en la Zona de Enlace.

En el sector de Puig Moreno – Valmuel aflora una sucesión de unos 200 m de espesor (Colombo, 1980), formada predominantemente por lutitas rojas y areniscas de origen continental y con intercalaciones de calizas micríticas de espesor decimétrico a métrico con *Microcodium*. Colombo, (1980) define esta unidad como la Formación de lutitas y calizas de Puig Moreno y le atribuyó una edad Thanetiense superior a partir de la presencia de carófitas (*Maedleriella michelina* y *Peckichara cf. varians*) y de gasterópodos del género *Vidaliella*. Debido al contenido paleontológico y a la similitud de litofacies, Colombo (1980) sugiere la equivalencia de estos materiales con la Formación Mediona definida en el dominio catalánide (Anadón, 1978).

Esta unidad se dispone en discordancia angular sobre los materiales de edad Estefaniense que afloran en el núcleo de la estructura de Puig Moreno. El techo está cubierto por los depósitos cuaternarios que recubren el valle del río Regallo en este sector.

La presencia de la unidad basal del nivel de “*Bulimus*” en el dominio SE de la cadena Ibérica ya fue señalada por Canerot (1969, 1974) y Plaziat (1973). Aparte del sector de Puig Moreno, se han reconocido depósitos potencialmente equivalentes en los siguientes sectores de la zona de enlace:

- Sector de Vallibana, al SE de la Zona de Enlace. Se trata de un afloramiento de reducidas dimensiones (Gual i Ortí y Forner i Valls, 2013) formado por lutitas rojas que contienen fauna paleocena (*Vidaliella gerundensis*). Dicho afloramiento se sitúa directamente por encima de las calizas y margas del Aptiense,
 - En el sector de Beseit – Pantano de La Pena (Cabrera, 1983).
 - En la zona comprendida entre Ariño y Andorra, sectores de La Ginebrosa, la Cañada de Verich y en el flanco sur del anticlinal de Calanda (Anadón *et al.*, 1979; Cabrera, 1983).
 - En el dominio catalánide se ha reconocido puntualmente en Prat de Comte y Horta de Sant Joan (Cabrera, 1983).

Por encima de las Lutitas de Puig Moreno – Formación Mediona, Colombo (1980) define en el ámbito suroccidental de los Catalánides el Grupo Cornudella, equivalente en gran medida en cuanto a significado evolutivo y paleoambiental al Grupo Pontils definido en los sectores nororientales de los Catalánides (Anadón 1978). En el sector SW de los Catalánides y Zona de Enlace, el Grupo Cornudella está formado por el Complejo de Ulldemolins y la Formación de calizas de la Morera de Montsant. Esta última formación no aflora en la zona estudiada. Según Colombo (1980, 1986), el Complejo de Ulldemolins abarca desde el Ypresiense (“Ilerdiense”) hasta el Bartonense y se caracteriza por una gran variabilidad litológica, con cambios laterales de facies rápidos. Está formado predominantemente por lutitas rojas, calizas micríticas y yesos, con presencia subordinada de areniscas y conglomerados. Se sitúa por encima de la Formación Mediona en el sector catalánide, o directamente en discordancia sobre el sustrato precenozoico. En la zona de

Beseit pasa a techo gradualmente a la formación de Conglomerados del Montsant (Cabrera, 1983). Su espesor es variable, entre unos 200 y 300 m.

En el sector de Puig Moreno, González (1989) atribuye a los materiales localizados estratigráficamente entre las lutitas y Calizas de Puig Moreno y la serie considerada francamente oligocena una edad que abarcaría desde el Paleoceno hasta el Luteciense. Sería, por tanto, un equivalente del Complejo de Ulldemolins situado en la base de la Formación Caspe, o formando parte de ésta. González (1989) basa esta atribución cronoestratigráfica para la parte alta de la sucesión de Puig Moreno (comprendida entre las Lutitas y Calizas de Puig Moreno y la Formación Caspe) en criterios de análisis tectosedimentario, pero es objetable considerando los siguientes hechos:

- González (1989) divide la columna de Puig Moreno en dos tramos, separados por 3.2 Km, pero no indica los criterios de correlación entre ambos. Dichos tramos están separados por una zona donde la serie paleógena está recubierta por depósitos cuaternarios y atribuye un espesor de unos 450 m al intervalo entre el techo del tramo inferior y la base del superior. Según nuestras medidas, el espesor de la serie entre ambos tramos es de 140 m. Por tanto, el espesor atribuible al intervalo Daniense – Luteciense sería de 140 m como máximo, ya que la serie inferior ha sido atribuida por Colombo (1980) al Thanetiense a partir del contenido paleontológico.
- González (1989) sitúa el tránsito Luteciense-Oligoceno en una discordancia. Como veremos en el capítulo 4, de Estructura, en el sector de Puig Moreno se desarrolla una discordancia progresiva en los materiales post-paleocenos. De hecho, la supuesta discordancia que indica González (1989) no es la única, sino que se trata de una de las varias que pueden identificarse en este sector, y que son más pronunciadas y frecuentes conforme nos aproximamos al núcleo de la estructura de Puig Moreno. La atribución de una discordancia integrada en un abanico de capas a un límite secuencial de validez regional es discutible.
- No hay ningún dato paleontológico en la zona que permita datar, aunque sea de una forma aproximada, la discordancia atribuida al límite Luteciense-Oligoceno. Los únicos datos paleontológicos disponibles en la zona de Puig Moreno indican una edad Thanetientse (Colombo, 1980) para el tramo inferior de la sucesión.
- Como veremos más adelante, la serie del Oligoceno en este sector tiene un espesor de 550 m como mínimo y abarca la parte superior del Catiense, apoyando esta afirmación en datos magnetoestratigráficos. Si el intervalo Daniense - Luteciense está representado por los 140 m indicados entre el Oligoceno y el Thanetiense, tendríamos que admitir una condensación drástica de la serie causada por una reducción más que notable de la tasa de sedimentación, o bien por la presencia de un hiato o sucesión de hiatos, coincidente con la parte de sucesión que en su mayor parte queda cubierta por los depósitos cuaternarios. En este sentido, Klimowitz (1992) identifica un tramo de entre 32 y 28 m de espesor en los sondeos de Ebro-1 y Gelsa atribuible al complejo de Ulldemolins. Según dicho autor, este intervalo se acuñaría hacia el S, estando ausente en el área de Puig Moreno.

Por las razones expuestas, consideramos que no es probable que el Complejo de Ulldemolins o sus equivalentes en edad afloren en el sector de Puig Moreno, ni han sido reconocidos por nosotros en el sector estudiado de la Cuenca del Ebro.

3.1.2. *Sistemas aluviales del Montsant y de Horta-Gandesa.*

Ambos sistemas sedimentarios aluviales, de significado genético/deposicional, fueron diferenciados por Anadón *et al.*, (1989) después de algunas propuestas previas (Anadón *et al.* 1979; Cabrera 1983). En estos sistemas se integran los sistemas aluviales de edad paleógena-miocena inferior cuyas áreas fuente se situaron a lo largo de los relieves del segmento suroccidental del orógeno paleógeno de los Catalánides y hasta el extremo meridional de la rama catalánide de la Zona de Enlace.

Al estudiar estas unidades aluviales Colombo, (1980, 1986) definió previamente una unidad litoestratigráfica de rango superior (Grupo Scala Dei), que interpretó como un conjunto de formaciones que registraban el depósito de distintos abanicos aluviales en la cuenca del Ebro, desde zonas proximales (Formación conglomerática del Montsant) a distales/terminales (Formaciones conglomeráticas-arenosas y lutítico-arenosas fluviales de Margalef y Flix; Colombo, 1980, 1986). Posteriormente, Anadón *et al.* (1989) a partir de la caracterización litoestratigráfica de Colombo (1980, 1986) y la propuestas de subdivisión genética/sedimentológica de Cabrera (1983) propusieron la definición de los sistemas sedimentarios aluviales del Montsant y de Horta – Gandesa, aplicando criterios sedimentológicos y paleogeográficos, fundamentalmente el grado de expansión radial de los sistemas aluviales hacia el interior de la cuenca. Mantenemos esta última denominación por ser la que más se ajusta y mejor describe los rasgos que caracterizan los depósitos aluviales de procedencia catalánide y que se ha mantenido en la literatura posterior.

El Sistema de abanico fluvial del Montsant corresponde al conjunto de depósitos aluviales de procedencia catalánide con un área de drenaje relativamente extensa y situada en las elevaciones del segmento SW del orógeno paleógeno catalánide, al S de la estructura del Francolí y hasta las inmediaciones de Corbera d'Ebre. La edad de sus sucesiones abarca del Bartonense al Oligoceno superior y su espesor máximo es de unos 1000 m (Anadón *et al.* 1989a; Barberà *et al.* 2001; López-Blanco *et al.* 2006). Este sistema muestra una zona de influencia y dispersión de sus sedimentos hacia el W y SW algo superior a los 30 km de radio. Este hecho permitió el desarrollo de cinturones de facies fluviales extensos que penetraron profundamente en la cuenca del Ebro y en algunos momentos interactuaron directamente con las áreas lacustres del Sistema de Los Monegros (Colombo, 1980, 1986; Cabrera, 1983; Cabrera *et al.*, 1985; Anadón *et al.* 1989).

El Sistema aluvial Horta - Gandesa (Anadón *et al.*, 1989) corresponde a las sucesiones de facies de abanico aluvial que se depositaron en el margen catalánide al SW del Sistema aluvial del Montsant, desde Corbera d'Ebre hasta Vallderoures y Beceite. Las formaciones litoestratigráficas que lo integran formalmente corresponden a las definidas en el apartado anterior para el Sistema aluvial del Montsant, pero el desarrollo relativo de sus cinturones de facies medias y distales es muy distinto. Sus áreas de drenaje fueron menos extensas que las del sistema del Montsant, debido al distinto control estructural

experimentado bajo una tectónica que, en sus etapas finales, fue sobre todo pelicular y pudo implicar una mayor compartimentación de las redes de drenaje. Este sistema integró, sobre todo en sus etapas evolutivas finales, abanicos aluviales de radios no superiores a 5-6 km. La dispersión de sus sedimentos fue mucho más limitada, sus orlas fluviales fueron de muy escasa entidad y los diversos abanicos evolucionaron lateralmente en un corto espacio hacia llanuras lutíticas (Cabrera, 1983; Cabrera *et al.*, 1985; Anadón *et al.* 1989). Sus sucesiones tienen un espesor máximo de unos 850 m y su edad es en buena parte equivalente a la del Sistema aluvial del Montsant (Eoceno superior-Catiense inferior). El escaso desarrollo radial de estos sistemas favoreció la frecuente interdigitación y expansión hacia el margen de cuenca catalánide de las redes de canales del sistema de abanico fluvial del Guadalopec-Matarranya, cuando se expandieron hacia el NE (Cabrera 1983; Cabrera *et al.*, 1985; Anadón *et al.*, 1989).

3.1.3. Sistema de abanico fluvial del Guadalopec – Matarranya.

Este sistema deposicional y las unidades litoestratigráficas relacionadas genéticamente entre sí que lo integran fueron definidos por Cabrera (1983). En adelante nos referiremos a éste como Sistema del Guadalopec – Matarranya. Las partes proximales-medias del sistema, representadas por facies de abanicos aluviales y de abanico fluvial se situarían en los sectores próximos al margen actual de esta zona de la cuenca del Ebro. Por otra parte, las zonas medias y distales, representadas por facies fluviales, corresponden a la Formación Caspe que aflora extensamente en la cuenca del Ebro.

Se trata de un sistema aluvial cuya área de drenaje fuente se sitúa en la Zona de Enlace, y cuyas facies fluviales se extienden radialmente hacia el N, NE y NW hasta distancias de al menos unos 60 Km. El sistema muestra una pronunciada expansión hacia el NE, paralela al margen actual de la cuenca del Ebro, se interdigita con las facies aluviales terminales del Sistema aluvial de Horta-Gandesa y finalmente con las expansiones del sistema lacustre de Los Monegros que alcanzaron el sector de Gandesa y Bot. Hacia el N pasa a las facies lacustres del Sistema de Los Monegros y hacia el W y NW a las facies de llanura fangosa evaporítica del Sistema aluvial de Alcorisa – Híjar. El espesor máximo aflorante es próximo a los 1200 m, si bien, su distribución, como veremos en el capítulo 4 (Estructura) es irregular, debido a la estructura del sustrato. Su edad abarca al menos desde la parte superior del Oligoceno inferior hasta la parte inferior del Mioceno.

La descripción de las unidades litológicas integrables en este sistema sedimentario y sus relaciones pueden ser consultados en aportaciones previas (Cabrera, 1983; González, 1989) pero aquí se resumirán con cierto detalle dado que su estudio integrado es el objetivo de esta tesis.

3.1.3.1. Conglomerados de Tastavins (facies proximales-medias del sistema de abanico fluvial).

Aflora en el sector S de la zona estudiada. Se trata de una unidad básicamente conglomerática, compuesta por los miembros Conglomerados de Ráfales y Conglomerados de Fórnoles, separados por la Lutitas de La Portellada (Cabrera 1983). El miembro de Fórnoles tiene un espesor variable entre 110 y 200 m, mientras que el de Ráfales tiene un espesor variable entre 120 y 190 m. La edad de este conjunto es oligocena

superior. Los conglomerados están formados por clastos procedentes de las formaciones carbonáticas del Mesozoico, con una proporción subordinada de clastos de cuarzo y lilitas. Los clastos están en general bien redondeados, con un tamaño máximo de unos 30 cm, el cual disminuye en sentido S- N. Forman niveles muy masivos, de hasta 10 m de espesor, los cuales disminuyen de espesor en sentido S- N e incluyen capas de areniscas y lutitas, progresivamente más frecuentes hacia el N. Este conjunto pasa lateralmente hacia el N a la Formación Caspe.

3.1.3.2. *Lutitas de La Portellada.*

Aflora en el sector S de la zona estudiada y está formada predominantemente por lutitas rojas, con intercalaciones subordinadas de areniscas, conglomerados y calizas. Se sitúa entre los conglomerados de Ráfales y de Fórnoles. El espesor máximo es de unos 140 m. Hacia el N y NE pasa lateralmente a la Formación Caspe. Su edad se atribuye al Oligoceno superior en base a las relaciones estratigráficas reconocidas con unidades vecinas. Se interpreta como depositada en zonas marginales del Sistema del Guadalupe – Matarranya (Cabrera 1983).

3.1.3.3. *Lutitas de La Codoñera.*

Esta unidad aflora en el sector S de la zona estudiada y está formada predominantemente por lutitas rojas, con intercalaciones subordinadas de areniscas y evaporitas. El espesor varía entre 90 y 120 m. Hacia el N y NE pasa lateralmente a la Formación Caspe y recubre parcialmente los Conglomerados de Ráfales, mientras que hacia el W es recubierta por los Conglomerados de La Chumilla. Su edad se atribuye al Oligoceno superior en base a las relaciones estratigráficas reconocidas con unidades relacionadas. Se interpreta como depositada en zonas marginales del Sistema del Guadalupe – Matarranya (Cabrera 1983)

3.1.3.4. *Formación Caspe.*

Dado que la Formación Caspe es el objetivo central de este trabajo, en este apartado le dedicamos una introducción sumaria, para luego tratarla en profundidad en la sección 3.3 del presente capítulo. Está formada por lutitas, areniscas formando rellenos de paleocanales y capas tabulares, y niveles subordinados de calizas y evaporitas. Sus afloramientos abarcan la mayor parte de la zona estudiada, entre el Ebro al N, los relieves de la Zona de Enlace al S, el valle del río Algars al E y una línea que uniría las localidades de Escatrón, Puig Moreno y Calanda al W.

La Formación Caspe fue formalmente definida por Quirantes (1978), si bien las primeras referencias corresponden a Riba *et al.* (1967). En estas primeras referencias se resaltó la peculiaridad geomorfológica de los relieves correspondientes a los cordones de arenisca de relleno de paleocanales, y se presentó un estudio sedimentológico y paleogeográfico preliminar que ponía de manifiesto la proveniencia de la cadena Ibérica de las areniscas, y su origen fluvial.

3.1.4. *Sistemas aluviales de La Ginebrosa y Alcorisa – Híjar.*

Se trata de sistemas aluviales de radio corto, de procedencia ibérica que afloran en la parte W del área estudiada (Anadón *et al.* 1979). Su atribución cronoestratigráfica es imprecisa, si bien la mayor parte de estos sistemas aluviales serían más modernos o corresponderían a la parte alta del Sistema del Guadalupe – Matarranya, (Cabrera 1983), por lo cual su

edad se situaría en el intervalo Oligoceno superior – Mioceno inferior. Incluye tres unidades litoestratigráficas: los conglomerados de La Chumilla, las lutitas y yesos de Vinaceite (Anadón *et al.* 1979; Cabrera 1983) y las brechas de La Ginebrosa, informalmente diferenciadas y definidas en esta memoria.

3.1.4.1. Conglomerados del Llano de la Chumilla.

Unidad informal constituida por conglomerados, areniscas y lutitas de procedencia ibérica. Aflora en el sector SW de la zona estudiada. Pasa lateral y verticalmente hacia el E a las Lutitas de La Codoñera y a las Lutitas y yesos de Vinaceite hacia el N (Anadón *et al.* 1979; Cabrera 1983).

3.1.4.2. Lutitas y yesos de Vinaceite.

Unidad informal constituida por lutitas y yesos. Hacia el N pasa a las Lutitas y calizas de Escatrón. Hacia el E pasa al sistema aluvial de la Formación Caspe, del cual forma la parte marginal, en facies de llanura evaporítica (Anadón *et al.* 1979; Cabrera 1983).

3.1.4.3. Brechas de La Ginebrosa

Unidad informal constituida por brechas monomíticas calcáreas. Formada por depósitos de abanico aluvial de pequeño radio enraizados en la lámina cabalgante de La Ginebrosa. Se sitúa por encima de los depósitos de la Formación Caspe y pasa en parte lateralmente a los Conglomerados de Tastavins. Corresponde en parte al conjunto de abanicos aluviales de pequeño radio adosados al frente de la Zona de Enlace (González y Guimerà, 1997). Se le ha atribuido una edad Rupeliense a Burdigaliense inferior (López Olmedo *et al.* 2022), aunque probablemente no alcance este rango de edad.

3.1.5. Sistema lacustre de Los Monegros.

El sistema lacustre de Los Monegros (Cabrera, 1983) está formado por un conjunto de unidades carbonáticas, pelítico-arenosas y evaporíticas de origen lacustre, palustre y fluvio-deltaico distal las cuales afloran en el sector SE de la Cuenca del Ebro. La edad de estas unidades abarca desde el Oligoceno superior al Mioceno inferior. El espesor máximo de las sucesiones de facies carbonáticas con niveles de carbones sub-bituminosos y lutítico-carbonáticas del sistema es de unos 600-700 m en las partes más centrales de la cuenca.

El sistema lacustre de Los Monegros registra el desarrollo de extensos lagos someros con balances hídricos muy variables y zonas palustres. Su evolución estuvo condicionada por la evolución de los Pirineos al N y del Sistema Ibérico y Catalánides al S, y por las oscilaciones climáticas que se produjeron durante el Oligoceno superior y Mioceno inferior (Cabrera y Sáez, 1987; Cabrera *et al.*, 2002; Valero *et al.*, 2014; Valero, 2015).

A continuación, resumimos las características de las unidades del sistema lacustre de Los Monegros presentes en el área de estudio y que tienen relaciones laterales con la Formación Caspe.

3.1.5.1. Lutitas y calizas de Escatrón.

Aflora en el sector NW de la zona estudiada. Tiene un espesor de unos 130 m (Cabrera, 1983) y está formada predominantemente por lutitas rojas, con intercalaciones de areniscas

en capas de ente 0.5 y 2 m de espesor y niveles decimétricos de yesos nodulares y calizas. Pasa lateralmente a la Formación Caspe y su edad sería Oligoceno superior.

3.1.5.2. *Calizas de Mequinenza.*

Aflora en el sector E y NE de la zona estudiada (Quirantes 1978; Cabrera 1983). Se sitúa por debajo de las Lutitas de la Cuesta de Fraga y pasa lateralmente a las Lutitas y calizas de la Granja d'Escarp y a la Formación Caspe. Está formada por calizas lacustres, lutitas y lignitos en capas decimétricas a métricas. (Cabrera y Sáez, 1987; Cabrera *et al.*, 2002). Su potencia máxima es de unos 500 m. La edad de esta formación corresponde al Oligoceno superior, en base a las dataciones paleontológicas basadas en paleofloras (carófitas), yacimientos de micromamíferos y magnetoestratigrafía (Cabrera 1983; Agustí *et al.* 2001; Barberà *et al.* 2001; Valero *et al.* 2014).

3.1.5.3. *Lutitas y calizas de la Granja d'Escarp.*

Aflora en el sector NE y E de la zona estudiada. Se trata de una unidad transicional entre las calizas de Mequinenza y las unidades terrígenas de los sistemas del Montsant y del Guadalope – Matarranya, por lo cual muestra gran variedad y distribución de facies (Cabrera 1983). Formada por lutitas y calizas y niveles subordinados de areniscas y lignitos. Las areniscas son generalmente tabulares, aunque ocasionalmente forman litosomas canaliformes de hasta 2 m de espesor. Su edad es oligocena superior, equivalente a la de las Calizas de Mequinenza. El espesor máximo medido de esta formación es de unos 150 m (Cabrera 1983; Luzón 1994).

3.1.5.4. *Lutitas de la Cuesta de Fraga.*

Unidad predominantemente lutítica, con niveles tabulares de areniscas y calizas. Las lutitas son predominantemente rojas, aunque localmente pueden presentar tonalidades grises y versicolores. Presentan frecuentemente nódulos de yeso y de carbonato. El espesor varía entre 50 y 75 m (Cabrera 1983; Luzón 1994). Su edad es Oligoceno superior – base del Mioceno inferior. Se sitúa por encima de las Calizas de Mequinenza y de la Lutitas y calizas de la Granja d'Escarp, y pasa lateralmente a la Formación Caspe y a las unidades fluviales de procedencia pirenaica, estas últimas fuera de la zona de estudio. Representa, por tanto, el límite N de la influencia del Sistema del Guadalope – Matarranya (Cabrera, 1983).

3.1.5.5. *Calizas de Torrente de Cinca.*

Aflora en el N y NE de la zona estudiada. Se trata de una unidad formada fundamentalmente por calizas y por alternancias de calizas y lutitas. Puntualmente, puede presentar niveles muy subordinados de lignitos. Se sitúa por encima de las Lutitas de la Cuesta de Fraga, pasa lateralmente a la Formación Caspe y se sitúa por debajo de las Calizas y lutitas del Llano de Cardiel. Su espesor es relativamente constante, entre 80 y 100 m. Su edad corresponde a la parte más alta del Oligoceno superior y al inicio del Aquitaniense (Cabrera 1983; Agustí *et al.* 2001; Barberà *et al.* 2001; Valero *et al.* 2014).

3.1.5.6. *Calizas y lutitas del Llano de Cardiel.*

Aflora en el N y NE de la zona estudiada. Formada por lutitas predominantemente rojas, con niveles de areniscas, calizas y yeso alabastrino subordinado (Cabrera 1983). Se sitúa por encima de las Calizas de Torrente de Cinca. Luzón (1994) diferencia la Unidad de Calizas

y Lutitas de Valcuerna, la cual corresponde a la transición entre las Calizas y lutitas del Llano de Cardiel y las Lutitas de la Cuesta de Fraga. El espesor máximo medido de las Calizas y Lutitas del llano de Cardiel es de unos 30 m según datos de Luzón (1994). Su relación con la Formación Caspe es problemática debido a que no hay continuidad entre los afloramientos de ambas formaciones. Así, Cabrera (1983) considera que esta unidad, análogamente a las Lutitas de la Cuesta de Fraga, representa la transición entre las partes más distales del Sistema del Guadalupe – Matarranya y los sistemas de procedencia pirenaica, mientras que Luzón (1994) considera que esta unidad es de procedencia exclusivamente pirenaica, al considerar unos límites diferentes a los establecidos por Cabrera (1983).

3.1.6. Unidades aluviales y lacustres de las cubetas terciarias de la Zona de Enlace

En los sinclinatorios de la Zona de Enlace se han diferenciado seis cubetas (González, 1989): Alloza, Berge, Cuevas de Cañart, Bordón y Aiguaviva (Fig. 3.4) de extensión relativamente reducida (entre 20 y 200 Km²). El relleno de estas cubetas está formado por materiales aluviales y aluvio-lacustres que se distribuyen con continuidad y desarrollo diversos desde el Paleoceno hasta el Mioceno medio (González, 1989). El espesor de las sucesiones varía entre unos 700 m y 1600 m.

Debido a la relativa monotonía de facies, la desconexión entre los depósitos de estas cubetas y la imprecisión de las dataciones para ellas propuestas, en general no se han definido unidades estratigráficas formales aplicables a su conjunto.

Como ya se ha indicado al inicio de este capítulo, los estudios estratigráficos realizados en la zona han seguido dos aproximaciones:

- La definición de conjuntos de unidades diferenciables por su relación cinemática con las estructuras de deformación compresiva, esencialmente oligocenas a miocenas (Anadón *et al.* 1986; Guimerà 1988).
- La definición de unidades tectosedimentarias (González 1989).

A partir del primer criterio se han reconocido tres grupos de unidades caracterizadas por su relación con las estructuras tectónicas, pre-, sin- y tardi/postcompresivas, caracterizadas por su distinta relación cinemática con las estructuras tectónicas compresivas, denominadas respectivamente como unidades Inferior, Media y Superior por Anadón *et al.* (1986) y Guimerà (1988).

Las unidades precompresivas corresponderían aproximadamente a las unidades del Paleógeno precompresivo descritas en la sección 3.1.1.3. Aparecen afectadas pasivamente por las estructuras tectónicas.

Dentro de ellas se distingue un nivel basal, denominado “nivel de *Bulimus*” por Cabrera (1983) y asimilado a la Formación Mediona por Cabrera (1983). Esta unidad inferior no aflora en todas las cubetas, tiene una distribución discontinua, y probablemente se depositó sólo en zonas deprimidas de un antiguo paleorelieve, con potencias generalmente bajas (de hasta unas pocas decenas de m). Por encima de este nivel aparece una unidad de potencia de hasta unos 800 m denominada Unidad de Calanda-Fuentespalda por Cabrera (1983) y Lutitas y Areniscas de Andorra por Guimerà (1988).

Las facies de esta unidad guardan similitud con las del Complejo de Ulldemolins y su edad es incierta, extendiéndose probablemente hasta el Oligoceno. Esta unidad ha sido reconocida en las cubetas de Aiguaviva, Cuevas de Cañart y, probablemente, Bordón (Guimerà, 1988).

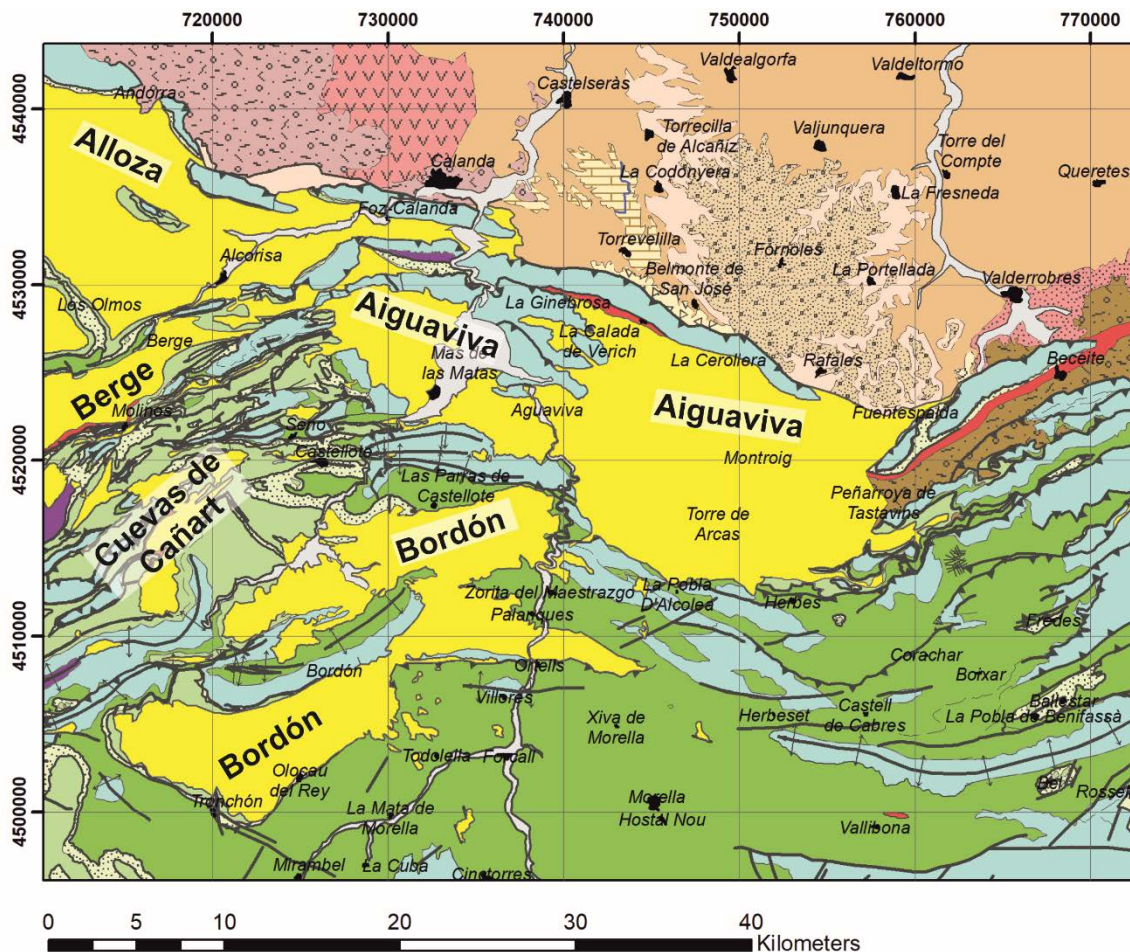


Fig. 3.4. Mapa de situación de las cubetas terciarias del Sistema Ibérico, según la nomenclatura de González (1989). La cubeta de Aliaga queda fuera de la zona de estudio. A efectos de resaltar la posición y forma de las cubetas, se han representado en un color único (amarillo). El resto de unidades sigue la leyenda de las Figs. 3.1 y 3.2.

Las unidades sincompresivas (unidades Sc Figs. 3.1 y 3.2) son generalmente conglomeráticas, y aparecen involucradas en las estructuras, formando discordancias progresivas en los márgenes de las cubetas y mostrando variaciones de espesor importantes, debido a su carácter sintectónico. Reciben también el nombre de Complejo de Montroig-Aiguaviva-Alcorisa (Guimerà, 1988). El único yacimiento paleontológico datable es el de Mas de las Matas, atribuido al Oligoceno superior por Agustí *et al.* (1983) en base a la presencia de *Eucricetodon huberi* y *Eomys major*. Por tanto, al menos parte de estas unidades corresponderían a la biozona local de *Eomys major* (Cabrera 1983; Barberà *et al.* 2001), la cual como veremos más adelante (sección 3.3.2, Fig. 3.9), abarca parte de los cronos C9n y C8r (Barberà *et al.* 2001), dentro de la parte baja del Catiense. La única unidad formal definida dentro de este grupo correspondería a los Conglomerados

de Tastavins (Cabrera, 1983), los cuales afloran en el sector marginal NW de la cubeta de Aguaviva. En el resto de cubetas, no se han diferenciado unidades formales. Las unidades sincompresivas se han reconocido en todas las cubetas y corresponderían en buena parte al Sistema del Guadalope – Matarranya.

Las unidades tardi-postcompresivas (unidades T-Pc, Figs. 3.1 y 3.2) están formadas por conglomerados, areniscas y lutitas de origen aluvial y ocasionalmente calizas lacustres. Se diferencian de las unidades sincompresivas por estar en general muy poco o nada deformadas, descansar sobre superficies erosivas que han arrasado las estructuras y disponerse en discordancia angular sobre las unidades precedentes (Anadón *et al.*, 1986; González y Guimerà, 1997; González *et al.*, 1998).

Siguiendo el segundo criterio, (González 1989) definió en su estudio estratigráfico del cenozoico de este sector SE de la depresión del Ebro y de las cubetas terciarias del Sistema Ibérico seis unidades tectosedimentarias (T-1 a T-6) que comprendían un registro desde el Thanetiense hasta el Mioceno medio. De éstas, la más reciente (T6) ha sido señalada en las cubetas de Berge, Alloza y Aliaga, pero según González (1989) carecería de registro en las de Cuevas de Cañart, Bordón y Aiguaviva.

Excepto en la cubeta de Berge, entre el Oligoceno y el Mioceno González (1989) reconoce las UTSs T4 y T5 en el resto de las cubetas terciarias, generalmente separadas por discordancias angulares. Los materiales de la UTS T4, de edad Oligoceno superior – base del Mioceno inferior, se presentan claramente involucrados en las estructuras, mientras que los materiales de la T5, de edad Mioceno inferior se presentan poco deformados, a menudo fosilizando las estructuras (González y Guimerà, 1997; González *et al.*, 1998; Guimerà y González, 1998).

La Tabla 3.1 resume las características de las UTS identificadas por González (1989) en las cubetas terciarias y su relación con las unidades definidas por Cabrera (1983), Anadón *et al.* (1986;) y Guimerà (1988). Teniendo en cuenta las características de las UTS T-4 y T-5, su equivalencia (al menos parcial) con los conjuntos de las unidades sintectónicas Sc y tardi-post-tectónicas T-Pc, respectivamente es la más plausible (Figs. 3.1 y 3.2).

3.2. Correlación entre los registros estratigráficos de la Cuenca del Ebro y de las cubetas terciarias de la Zona de Enlace.

La correlación, muy aproximada, entre los registros estratigráficos de origen aluvial del sector SE de la cuenca del Ebro y de las cubetas terciarias de la Zona de Enlace, situadas al Sur, puede plantearse a pesar de la falta de dataciones precisas y generalizadas en las sucesiones integradas en las cubetas tectónicas de la Zona de Enlace. Esta correlación puede basarse en criterios cartográficos generales combinados con información adicional de tipo estructural, estratigráfico, biocronológico y sedimentológico.

La Formación Caspe y los conglomerados y areniscas aluviales equivalentes más proximales que pueden reconocerse en la cuenca del Ebro (Conglomerados de Tastavins con los Miembros de Ráfales y Fórnoles) son correlacionables con las unidades sin- y postcompresivas de las cubetas tectónicas, considerando criterios de proximidad y

relación cartográfica. En una primera aproximación, los materiales del SE de la Cuenca del Ebro que corresponden a la formación Caspe formarían parte de las unidades UTS T4 y T5 reconocidas por González (1989) en todas las cubetas terciarias de la Zona de enlace, excepto en la de Berge.

La unidad de los Conglomerados de Tastavins muestra claras relaciones laterales con los tramos aflorantes más inferiores de la Formación Caspe en Ráfales y Fórnoles. La situación cartográfica de estos conglomerados permite relacionarlos a su vez con las unidades sincinemáticas y tardi-postcinemáticas (Sc/T-4 y TPc/T5) que aparecen bien desarrolladas en la mayor parte de las cubetas tectónicas cenozoicas. En particular las unidades sincinemáticas (aproximadamente equivalentes a la UTS T-4 de González, 1989) se han reconocido en todas las cubetas y serían en buena parte coetáneas del Sistema del Guadalupe-Matarranya.

González y Guimerà (1997) discriminan (a partir de criterios estructurales y sedimentológicos) la existencia, durante la sedimentación de las unidades tardi-postcinemáticas (UTS T-5 de González, 1989), de al menos dos áreas fuente de diverso desarrollo (Fig. 3.5). A estas áreas fuente correspondían dos sistemas de drenaje y transporte que a su vez daban lugar a dos sistemas aluviales de diferente entidad en la cuenca del Ebro y la vecina Zona de Enlace. Al menos durante esta etapa evolutiva tardía las cubetas de Bordón y Aiguaviva estuvieron separadas, respecto de las de Alloza y Berge, debido al desarrollo del anticlinal de Montalbán. Esta estructura compresiva de orientación NW-SE y vergente al SW contiene en su núcleo materiales, que afloran actualmente, del basamento paleozoico.

El área fuente situada en el sector occidental, era relativamente local, se habría situado al menos parcialmente sobre los materiales paleozoicos del anticlinal de Montalbán y habría alimentado el sistema aluvial menor y poco eficiente de Alcorisa-Híjar. Así las unidades de Conglomerados del Llano de la Chumilla y de las lutitas y yesos de Vinaceite serían correlacionables con los depósitos aluviales de las cubetas de Alloza y Berge.

El área fuente del sistema de drenaje oriental era bastante más extensa, su drenaje se extendía hasta zonas más elevadas de la cadena Ibérica y discurría por las cubetas de Bordón y Aiguaviva, transportando clastos que procederían casi exclusivamente de áreas fuente mesozoicas. Esta composición de clastos y las paleocorrientes observadas en las citadas cubetas sugerirían su relación con los depósitos del Sistema del Guadalupe – Matarranya, incluyendo la formación Caspe (Fig. 3.5). Así pues, los depósitos de este sistema estarían genéticamente relacionados al menos con parte de las sucesiones de las cubetas de Bordón y Aiguaviva.

Por otra parte, edad Catiense bajo del yacimiento paleontológico del Mas de las Matas, situado en la cubeta de Aiguaviva, indica que el relleno de dicha cubeta es al menos en parte coetáneo de la Formación Caspe, tal como veremos en la sección 3.3.2. La zona apical del abanico fluvial se localizaría en la cubeta de Bordón y el sistema distributivo que se configuraba al alcanzar la cuenca del Ebro, pasaba distalmente a facies lacustres y de llanura fangosa, a lo largo de una distancia de unos 100 Km. en sentido SW-NE y S-N.

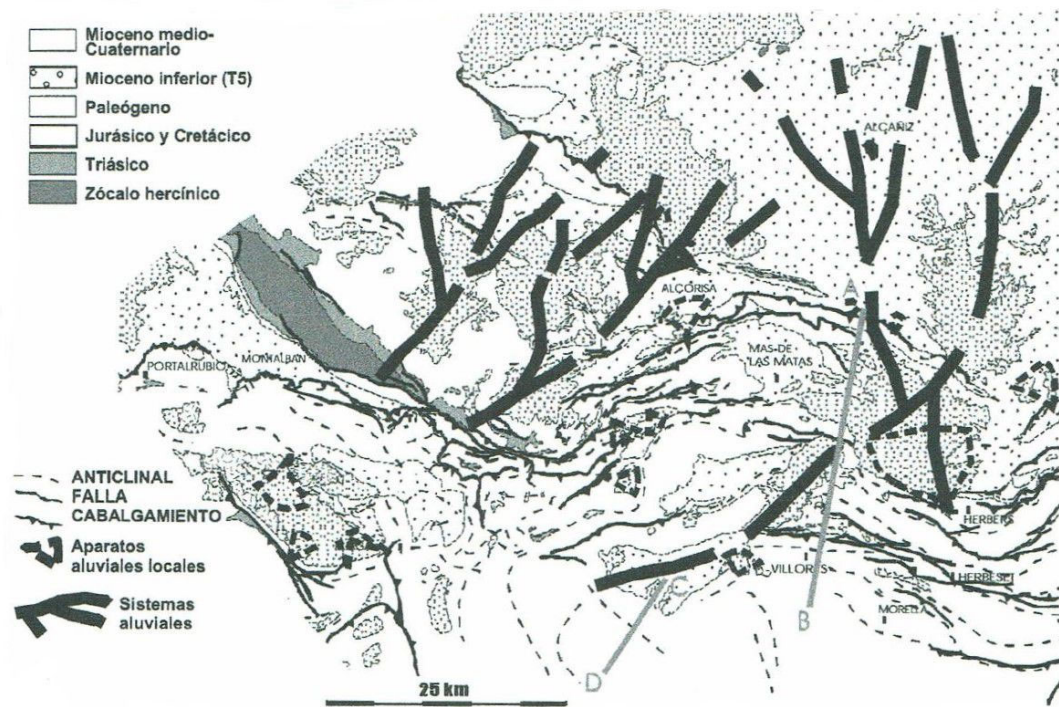


Fig. 3.5. Sistemas aluviales de las cubetas terciarias, según González y Guimerà (1997). El sistema situado más al E corresponde a las cubetas de Bordón y Aiguaviva y al Sistema del Guadalope-Matarranya.

En lo que se refiere a la zona estudiada, la cronología propuesta por González (1989) no parece adecuada porque, como veremos más adelante, las dataciones propuestas por este autor no son coherentes con las dataciones magnetoestratigráficas elaboradas con posterioridad (Jones *et al.* 2004; Garcés *et al.* 2008) y con la presentada en este trabajo (sección 3.3.2). Por otra parte, el límite T4/T5 tendría una edad de entre 21.30 y 21.5 Ma (Pérez-Rivarés *et al.* 2018), mientras que según los datos aportados en esta memoria, dicho límite tendría una edad de 22.75 Ma, lo cual invalidaría su carácter isócrono.

No obstante, aunque no consideramos adecuada la cronología propuesta por González (1989), debido a que los datos biocronológicos disponibles en su momento no permitieron dataciones más precisas, los datos aportados dicho autor, resumidos en la Tabla 3.1, sobre paleocorrientes, proveniencia, composición de clastos y extensión del Sistema del Guadalope – Matarranya han sido aportaciones útiles para la elaboración de esta memoria.

En atención a los argumentos expuestos se considera que el Sistema del Guadalope – Matarranya se extendía a las cubetas de Bordón y Aiguaviva (Fig. 3.6).

Cubeta	UTS	Espesor (m)	Paleocorrientes	Litología	Equivalencias
Bordón	T5	200	N, E	Cgl	Unidad intermedia/Superior
	T4	350	N, NE, E	Cgl, Ar, L	Unidad intermedia
	T3	350	S,N,E	Cgl	Unidad intermedia / inferior
Aiguaviva	T5	500	E, NE	Cgl	Unidad intermedia/Superior
	T4	775	N, E	Cgl	Unidad intermedia, Conglomerados de Tastavins
	T3, T2, T1	450	E, NE	L, Ar, Cgl	Unidad inferior
Cuevas de Cañart	T5	70	E	Cgl	Unidad intermedia
	T4	120		Cgl	
	T3	470	S	Cgl, Ar, L, Lst	
	T2	25	W	Cgl, L, Cal	Unidad inferior
Aliaga	T6	100	S, N	Cgl	
	T5	400	N, W, E, S	Cgl, Ar L	
	T4	430	W, S	Cgl, Ar, L	
	T3	175	E, N, S	Cgl, Ar	
	T2	300	NE	Cgl, L, Ar	
	T1	300	N,E	L, Ar, Cgl	
Alloza	T6	50		L, Cal	Unidad superior
	T5	250	N, NE	Cgl, Ar, L, Cal	Unidad intermedia/superior
	T4	120	N, ENE	Cgl, Ar, L	Unidad intermedia / inferior
	T3	450	N, NE, ENE	Cgl, Ar, L, Y	
	T2	600	N, NE	Cgl, Ar, L	
	T1	100	N, NE	L, Ar, Cal	Unidad inferior
Berge	T6	130	N	Cgl, Ar	Unidad superior?
	T5	250	N, NW	Cgl	Unidad intermedia/superior
	T2	400	NW, NE	Cgl, Ar, L	Unidad intermedia / inferior
	T1	30	N, NW	L, Cal, Ar	Unidad inferior

Tabla 3.1. Características de las UTS de las cubetas ibéricas y su relación con las unidades litoestratigráficas. Datos de González (1989), Anadon et al. (1986) y Guimerà (1988). Las equivalencias con la leyenda de la Fig. 2.2 son: Unidad superior: T-Pc Unidad superior tardi-postcompresiva; Unidad intermedia: Sc Unidad intermedia sincompresiva; Unidad inferior: Pc Unidad precompresiva. Cgl: conglomerados; Ar: arenicas, Cal: Calizas, L: lutitas, Y: yesos.



Fig. 3.6. Relación entre los sistemas aluviales de Alcorisa - Hijar y del Guadalupe – Matarranya con las cubetas terciarias de la Zona de Enlace. Basada en los datos e interpretaciones de González (1989) y González y Guimerà (1997).

3.3. La Formación Caspe

3.3.1. Litoestratigrafía.

Como se ha dicho anteriormente, la Formación Caspe está formada por las facies fluviales del Sistema del Guadalope – Matarranya. Sus límites con el resto de unidades oligoceno-miocenas son transicionales y, en general, relativamente imprecisos, lo que ha llevado a los autores que han estudiado este sector de la Cuenca del Ebro a establecer límites, e incluso unidades estratigráficas diferentes (Quirantes 1978; Cabrera 1983; Luzón 1994).

Hacia el W pasa lateralmente a las sucesiones de los sistemas aluviales de La Ginebrosa y Alcorisa- Híjar, quedando recubierta por los Conglomerados de La Chumilla al SW y pasando lateralmente a las Lutitas y yesos de Vinaceite al W. Hacia el NW pasa lateralmente a las Lutitas y Calizas de Escatrón (Fig. 3.1).

Hacia el E, N y NE pasa lateralmente a las Calizas de Mequinenza, Lutitas y calizas de la Granja d’Escarp, las Lutitas de la Cuesta de Fraga y a las calizas de Torrente de Cinca. Ésta última forma a una importante expansión lacustre la cual correspondería al final del ciclo del Sistema del Guadalope – Matarranya. En la Lutitas de la Cuesta de Fraga se sitúa el límite entre la influencia de los sistemas terrígenos de procedencia pirenaica, y la Formación Caspe (Cabrera 1983; Luzón 1994), en base a la continuidad cartográfica entre la Formación Caspe, las Lutitas de la Cuesta de Fraga y las unidades terrígenas de procedencia pirenaica (fuera de la zona de estudio), tanto en afloramientos de superficie como en subsuelo (Fig. 3.1).

Hacia el S pasa a los Conglomerados de Tastavins y las lutitas de La Portellada y La Codoñera. Hacia el SE, en el margen catalánide pasa lateralmente y se sitúa por encima de las formaciones Flix y Margalef, donde se puede trazar lateralmente hasta las proximidades de Gandesa.

Las facies son relativamente uniformes (Capítulo 5), si bien pueden observarse ciertas tendencias. En general, las sucesiones tienen un carácter terrígeno grosero más marcado en sentido de N a S, con un aumento de la presencia de conglomerados en los depósitos de canal especialmente al S del paralelo de Alcañiz, mientras que en sentido inverso se incrementa la proporción de capas de carbonatos lacustres, en transición a las sucesiones del Sistema Lacustre de Los Monegros.

La característica principal, definitoria de esta formación es la dominancia de los cuerpos acintados, *ribbon sandstones*, de relleno de paleocanal. El término *ribbon sandstone* fue introducido por Williams (1975) para referirse a los litosomas areniscosos de relleno de canal fluvial de la Formación Caspe. Siguiendo la terminología de Bersier (1958), Williams (1975) distinguió dos partes en los *ribbon sandstones* (Fig. 3.7): un litosoma central lenticular y unas expansiones laterales denominadas “alas de expansión”, referidas en el resto de este trabajo como alas. Posteriormente, Friend *et al.* (1979) generalizaron el término *ribbon sandstone* para referirse a litosomas areniscosos elongados en el sentido de la paleocorriente y una relación anchura/espesor inferior a 15. En el resto de este trabajo, por simplicidad, utilizaremos el término *ribbon* como sinónimo de *ribbon sandstone*.

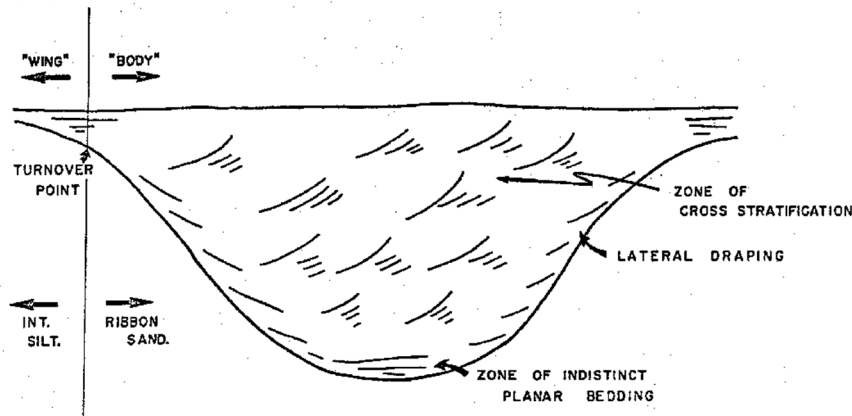


Fig. 3.7. Sección idealizada de un "ribbon sandstone" de la Formación Caspe, según Williams (1975)

La Formación Caspe presenta ciertas dificultades a la hora de establecer su estratigrafía física y correlaciones internas. La monotonía de facies, la falta de niveles guía extensos y las características del relieve impiden las correlaciones litoestratigráficas a escala de la formación. La gran extensión de los afloramientos (unos 3000 Km²) combinada con la suavidad general del relieve dificulta el levantamiento de columnas continuas y representativas de la formación.

Adicionalmente, los escasos niveles fotogeológicos con cierta continuidad reconocibles en esta unidad formados por calizas lacustres nunca superan los 5 Km de extensión y sólo afloran en el tercio N. Teniendo en cuenta que la Formación Caspe se extiende por un área de 60 Km S-N por 50 E-W resulta evidente que estos niveles sólo permiten correlaciones a escala local, en sectores de pocos Km de extensión y espesores reducidos. De hecho, los dos únicos miembros formalmente definidos por Quirantes (1978), sólo afloran en una parte reducida del cuadrante NW de la zona estudiada. De todo ello resulta que las columnas estratigráficas más continuas sólo se han podido elaborar en trabajos precedentes en las zonas con relieves relativamente fuertes: el margen SE de la cuenca del Ebro (columna de Bot, Jones *et al.*, 2004), en los relieves que circundan la estructura de Puig Moreno (columnas de Puig Moreno y Vizcuerno, González, 1989) y en las cuestas que se desarrollan al N del Ebro por debajo de las Calizas de Torrente de Cinca (González 1989; Luzón 1994). Ninguna de estas columnas registra el intervalo estratigráfico completo que corresponde a la Formación Caspe, ya que ninguna de ellas abarca los límites superior e inferior.

La columna estratigráfica más potente que hemos podido medir (Figs. 3.8), de unos 550 m de espesor, se ha levantado al N de la población de Valmuel, en los relieves que circundan por el N la estructura de Puig Moreno, a ambos márgenes del Regallo.

Las coordenadas geográficas de la base y el techo de la columna, referidas a la Zona 30T datum ETRS89 son:

Base: longitud 735720, latitud 4558358

Techo: longitud 73321, latitud 4560061

Los 550 m de espesor de la columna de Puig Moreno se han medido en 4 tramos correlacionados mediante tres datums (Figs. 3.8, 3.11). Cada datum corresponde a un conjunto de niveles fotogeológicos formados por capas tabulares de arenisca. Las distancias estratigráficas entre cada uno de los niveles fotogeológicos que constituyen cada uno de los datums se han obtenido a partir de los buzamientos y las posiciones determinadas sobre el modelo digital de elevaciones de 2 m de luz de malla.

Se trata de una columna fundamentalmente terrígena, con escasos niveles de caliza que afloran puntualmente en los primeros 90 m. Las facies finas son fundamentalmente lutitas rojas y versicolores con horizontes formados por nódulos centimétricos dispersos de yeso alabastrino. Las areniscas son de medias a gruesas, formando tanto capas tabulares decimétricas a métricas como litosomas lenticulares de relleno de canal de espesor métrico. En conjunto la columna muestra una tendencia grano y estratocreciente pobremente definida.

3.3.2. Cronología de la Formación Caspe.

3.3.2.1. Antecedentes.

La datación y cronología de la Formación Caspe está basada en numerosos estudios realizados desde la década de los años setenta del pasado siglo y hasta la actualidad en el sector oriental de la Cuenca del Ebro.

- Biozonaciones de roedores fósiles (Cabrera, 1983; Agustí *et al.* 1985, 1987, 1988)
- Biozonaciones de carófitas en la zona oriental de la cuenca del Ebro (Cabrera, 1983; Anadón *et al.*, 1992; Feist *et al.*, 1994; Sanjuan y Martin Closas, 2012; Sanjuan *et al.*, 2014)
- Estudios magnetostratigráficos (Barberà *et al.*, 1994; Gomis Coll *et al.*, 1997; Barberà, 1999; Barberà *et al.*, 2001; Jones *et al.*, 2004; Garcés *et al.*, 2008; Valero *et al.*, 2014; Pérez-Rivarés *et al.*, 2018).
- Aportaciones y síntesis magnetobiostratigráficas combinando los datos de biozonación de mamíferos (Agustí *et al.*, 1994; Barberà, 1999; Barberà *et al.* 2001) o carófitas (San Juan *et al.*, 2014).

Considerando el conjunto de la información, en especial los datos magnetostratigráficos, puede concluirse que el registro estratigráfico que aflora de la Formación Caspe y de algunas de las unidades con las que se relaciona lateralmente tiene una edad esencialmente Rupeliense superior, Catiense y alcanza la parte baja del Aquitaniense. La información magnetoestratigráfica, bioestratigráfica y cronostratigráfica actualmente disponible se resume en la Fig. 3.9.

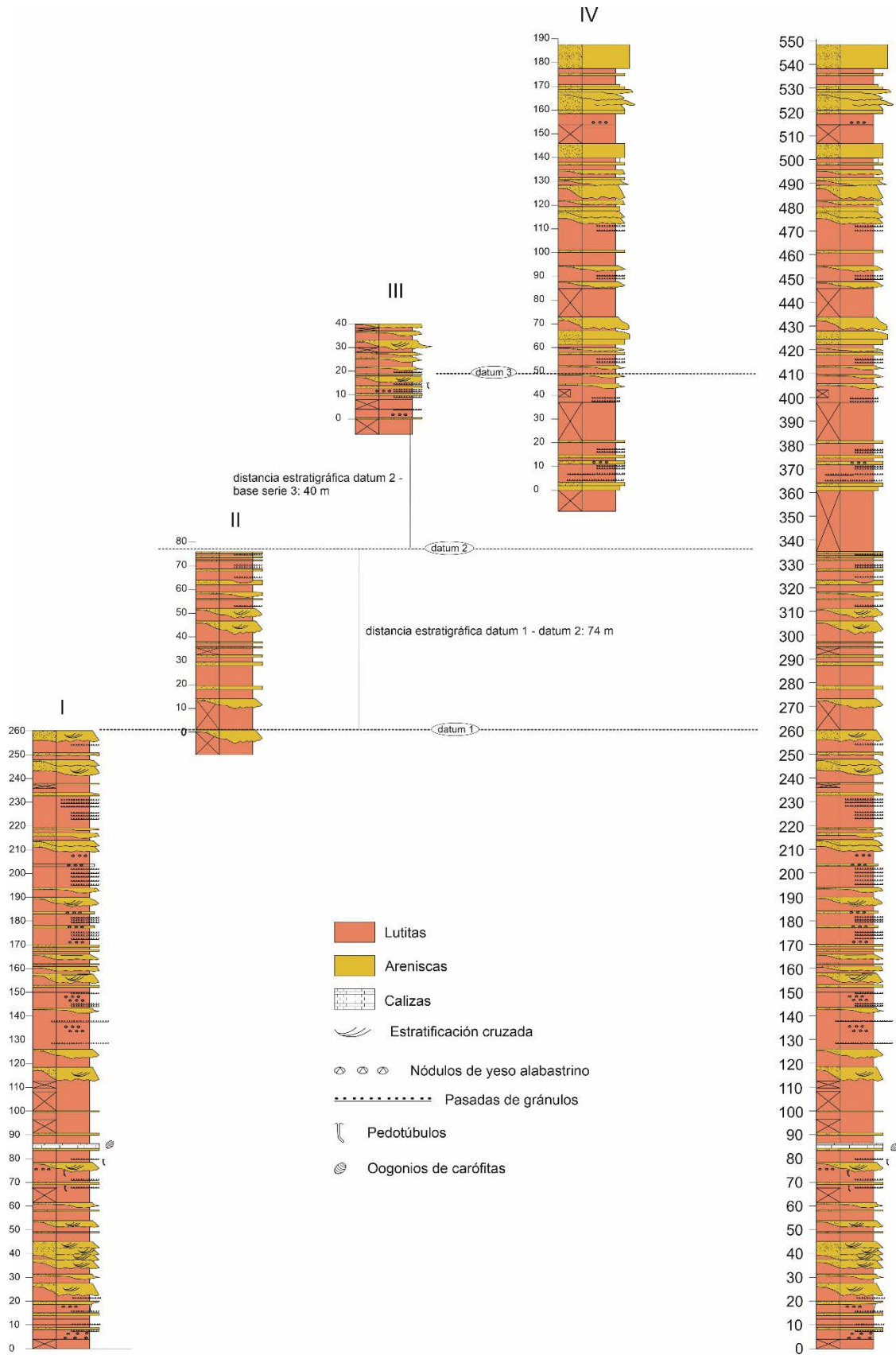


Fig. 3.8. Columna de Puig Moreno. Se detallan los tramos parciales y la posición de los niveles de correlación.

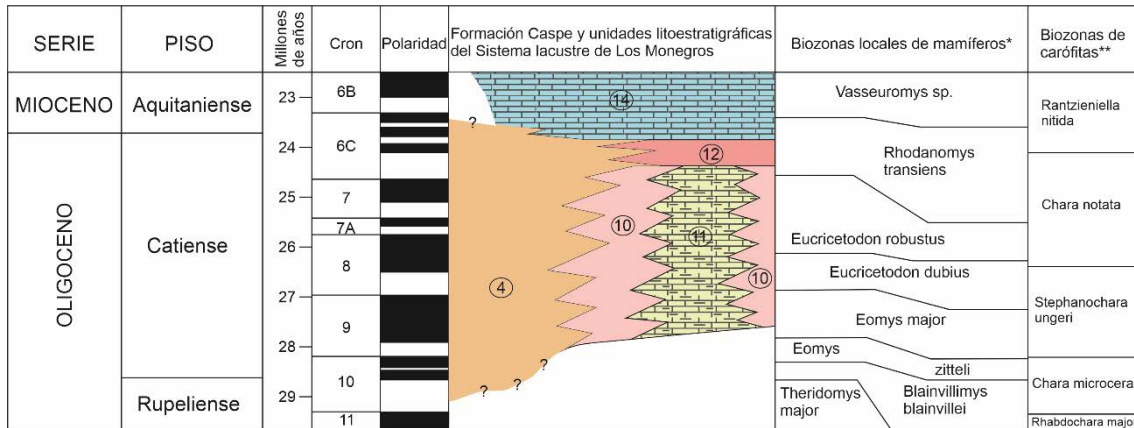


Fig. 3.9. Biozonas locales de micromamíferos y biozonación europea de carófitas en el sector oriental de la cuenca del Ebro. Ver explicaciones en el texto. Adaptado de Barberà et al (2001) y **Riveline et al (1996). La leyenda de las unidades litoestratigráficas corresponde a la de la Fig. 2.2: 4: Formación Caspe; 10: Lutitas y calizas de la Granja d'Escarp; 11: Calizas de Mequinenza; 12: Lutitas de la Cuesta de Fraga; 14: Calizas de Torrente de Cinca.

3.3.2.2. Bioestratigrafía

Los datos bioestratigráficos en las sucesiones de la propia Formación Caspe son escasos y hasta la fecha se reducen a algunas localidades de mamíferos y de carófitas fósiles (ver localizaciones en las Figs. 3.8, 3.16 y en el Anexo A 2.2 - Yacimientos paleontológicos). Sin embargo, las relaciones geométricas de la Formación Caspe con otras unidades litoestratigráficas (Formación Mequinenza/Formación Granja de Escarpe, Formación Lutitas de la Cuesta de Fraga; Formación Torrente de Cinca) permiten la extensión de los datos bioestratigráficos de éstas a las sucesiones estudiadas (Figs 3.2, 3.9).

La única localidad de mamíferos incluida en la Formación Caspe se encuentra en las inmediaciones de Torre del Compte, en las sucesiones aflorantes más bajas de la unidad situadas en la margen izquierda del río Matarranya. La asociación de roedores reconocida fue atribuida por Agustí (en Cabrera, 1983 y Barberà, 1999) al nivel biocronológico mastológico de Bonningen (MP-27). Además, a partir de la definición de la biozonación local/regional de roedores fósiles indicada en el apartado anterior, teniendo en cuenta la presencia de *Eomys aff. major* la localidad estaría incluida en la biozona local de *Eomys major* (Cabrera, 1983; Barberà et al. (2001). Cabe destacar que el yacimiento de Torre del Compte arriba citado se sitúa cerca del tránsito lateral entre la Formación Caspe y el Miembro Ráfales de los Conglomerados de Tastavins. Por tanto, al menos la parte inferior de los Conglomerados de Tastavins tendría una edad correspondiente a la biozona local de *Eomys major*.

Considerando además los datos bioestratigráficos extensibles desde otras unidades, el rango bioestratigráfico de las sucesiones que afloran de la Formación Caspe (desde los sectores meridionales próximos a los márgenes de la cuenca del Ebro y hasta el valle del Ebro en los sectores vecinos a Mequinenza) se extendería desde el nivel biocronológico-mastológico MP-26 al MP-30 (Agustí et al., 1985, 1987 y 1988; Barberà et al., 2001). Igualmente, considerando de nuevo la biozonación local/regional de roedores fósiles indicada en el apartado anterior, el rango bioestratigráfico de las sucesiones aflorantes de

la Formación Caspe se extendería desde las biozonas de *Eomys zitteli* y *Eomys major* a la de *Rhodanomys transiens* (Fig. 3.9).

Las asociaciones de carófitas obtenidas durante el desarrollo de este trabajo se han identificado en dos muestras situadas en torno el metro 90 de la columna de Puig Moreno (Fig. 3.8) y en una muestra de una localidad aislada situada en la carretera local CHE-0901 (Anexo 2.2). Las especies identificadas en la sucesión del Puig Moreno son *Chara microcera* y *Sphaerochara aff. hirmeri* mientras que la muestra puntual sólo habría proporcionado *Chara microcera* (Carles Martín Closas y Josep Sanjuan 2021, com. pers.). Esta asociación puede atribuirse a la biozona europea de *Chara notata* (Riveline, 1986; Anadón *et al.*, 1992; Feist *et al.*, 1994; Martín-Closas y Ramos, 2005), atribución que no contradice los datos bioestratigráficos de la zona que indican que el rango bioestratigráfico de la Formación Caspe se extendería desde la biozona de *Chara microcera/Stephanochara ungeri* a la de *Chara notata/Rantzieniella nitida*. (Fig. 3.9).

En su conjunto, tanto las biozonas de roedores fósiles como las de carófitas indican que las sucesiones aflorantes de la Formación Caspe y sus equivalentes laterales fueron depositadas durante la parte alta del Rupelense, Catiense y parte del Aquitaniense inferior.

3.3.2.3. Magnetoestratigrafía.

La aplicación eficaz de la técnica magnetoestratigráfica, tal como se ha indicado en el apartado de metodología y técnicas, requiere sucesiones continuas y potentes y una preservación adecuada de la imanación remanente primaria, que puede ser obtenida mediante las técnicas de demagnetización adecuadas (Garcés y Beamud, 2016).

Tal como se ha indicado, la columna estratigráfica más potente que ha sido posible levantar en la Formación Caspe, de unos 550 m de espesor, se sitúa al N de la población de Valmuel, en los relieves que circundan por el N la estructura de Puig Moreno, a ambos márgenes del Regallo. Se ha elaborado la magnetoestratigrafía de esta columna con el fin de integrarla y correlacionarla con los datos magnetoestratigráficos disponibles en este sector de la cuenca del Ebro (Figs. 3.10, 3.11).

Los estudios magnetoestratigráficos previos realizados en el área estudiada se han centrado esencialmente en los sectores marginales del Sistema Lacustre de Los Monegros (Friend *et al.* 1989; Barberà *et al.* 1996, 2001; Gomis Coll *et al.* 1997; Barberà 1999; Jones *et al.* 2004; Garcés *et al.* 2008; Valero *et al.* 2014; Pérez-Rivarés *et al.* 2018). También se han realizado en el sector SE, en la transición entre el Sistema aluvial de Horta-Gandesa y las series superiores más altas que afloran en el sector correspondientes a la Formación Caspe y a sectores marginales del Sistema lacustre de Los Monegros (Jones *et al.*, 2004; Garcés *et al.*, 2008).

Se han realizado 116 estaciones magnetoestratigráficas obtenidas principalmente de niveles lutíticos, de calizas y de areniscas de grano fino, ya que son los materiales que registran el campo magnético terrestre de forma más eficiente, tomando un mínimo de 2 muestras por estación con una perforadora eléctrica de baterías con broca de punta diamantada refrigerada por agua. Las muestras de cada estación se han orientado *in situ*

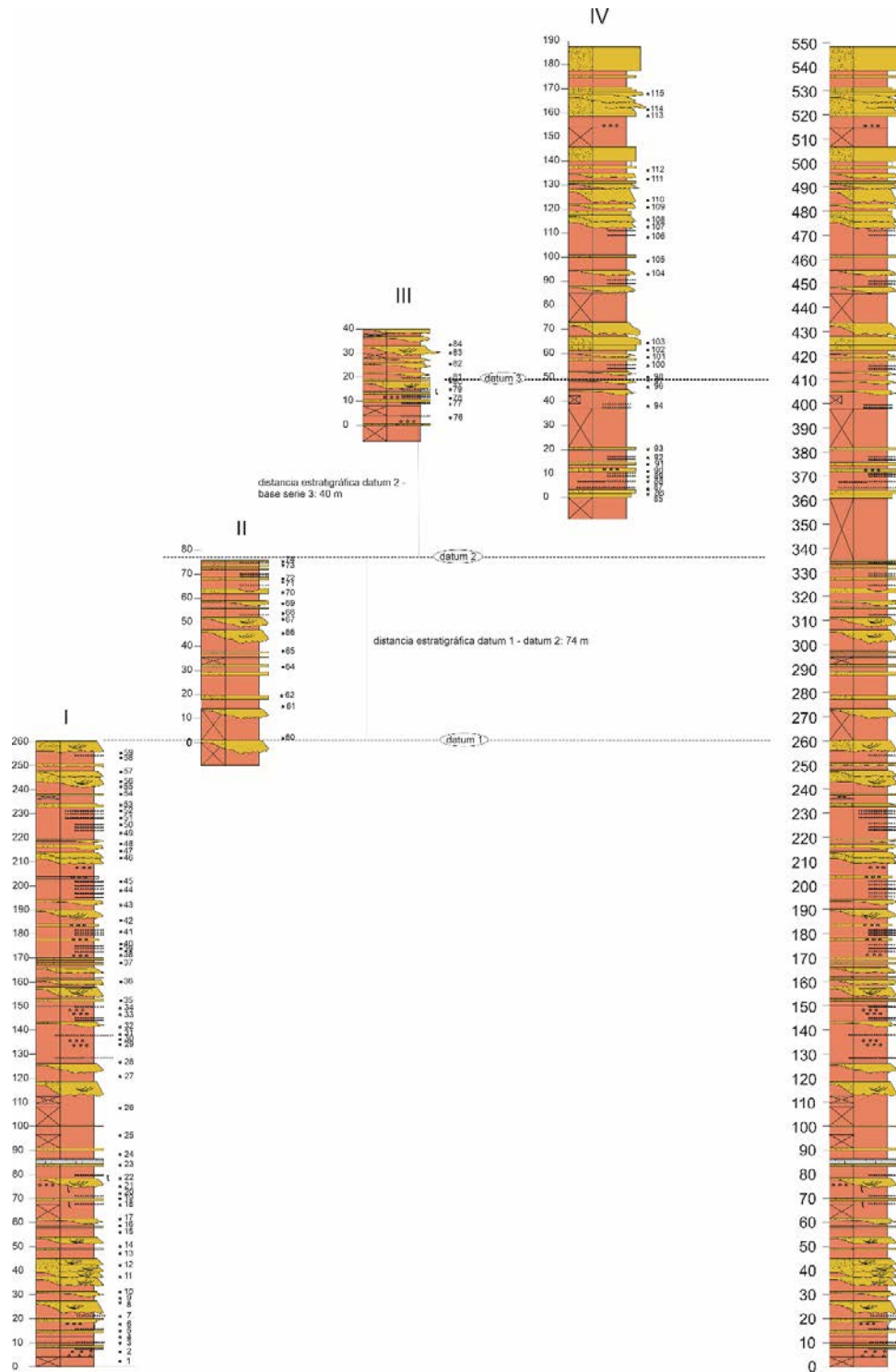


Fig. 3.10. Columna de Puig Moreno. Se detallan los tramos litológicos parciales que forman la columna, las muestras y la posición de los niveles de correlación (datums). Cada datum está formado por un conjunto de niveles fotogeológicos bien identificables en modelos digitales del terreno y ortoimágenes, y cuyas distancias estratigráficas se pueden determinar con una precisión de menos de 1 m (ver su posición en Fig. 3.7).

3. Estratigrafía.

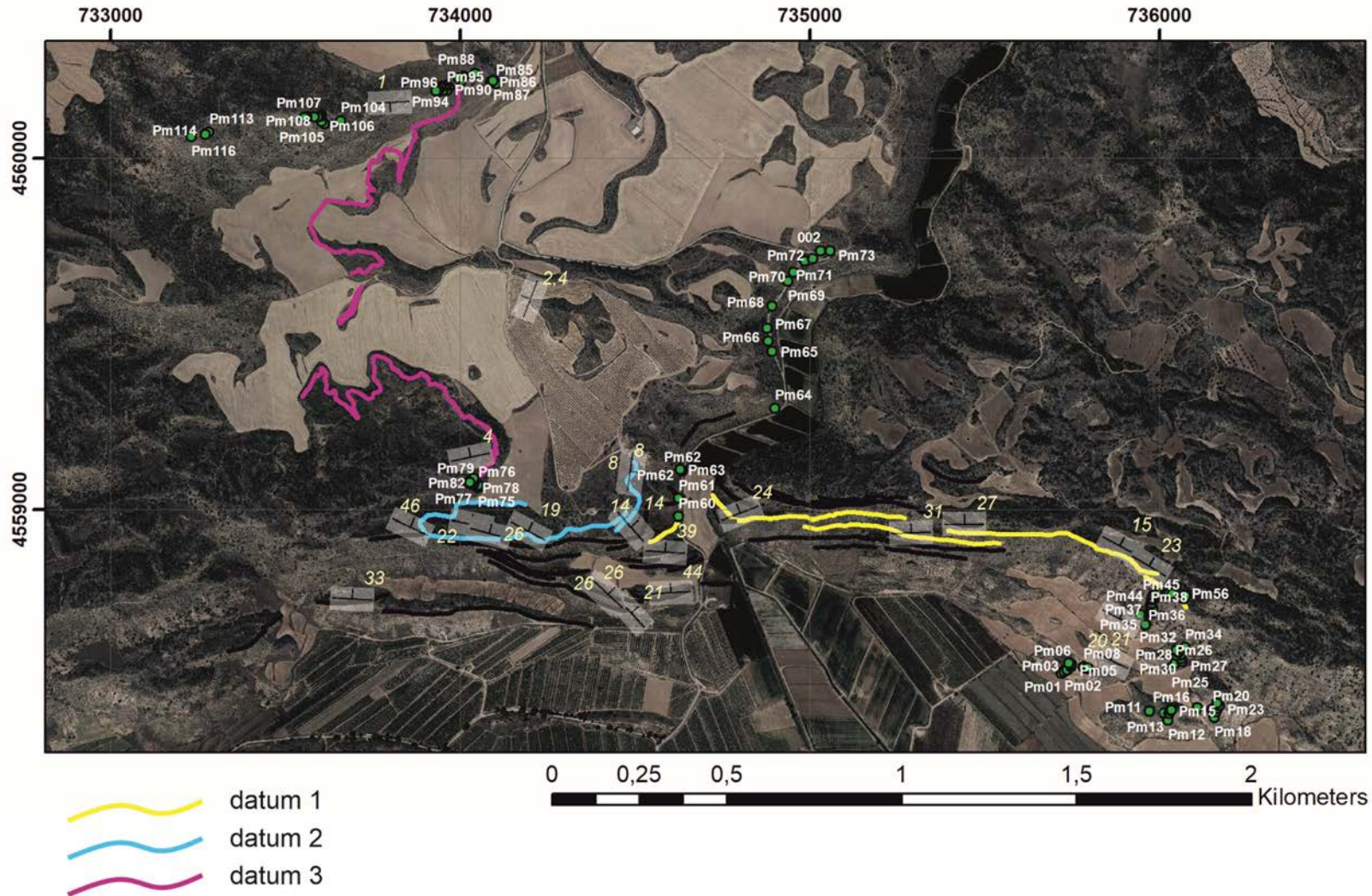


Fig. 3.11. Mapa de posición de las estaciones magnetoestratigráficas y de los datums utilizados para correlacionar los tramos de la columna (ver Fig. 3.10). Se indican los buzamientos. Cada datum está formado por un conjunto de niveles foto geológicos próximos, bien identificables en las ortofotografías y en el modelo digital de elevaciones y cuya distancia estratigráfica se puede determinar con precisión mediante buzamientos determinados en campo y combinados cuando ha sido preciso mediante análisis del modelo digital de elevaciones.

mediante una brújula magnética acoplada a un orientador con inclinómetro y se han posicionado mediante GPS (Figs. 3.10, 3.11).

La desmagnetización progresiva térmica y medida de la magnetización remanente natural se ha llevado a cabo en el Laboratorio de Paleomagnetismo (CCiTUB-Geo3Bcn CSIC). Para ello se han utilizado un magnetómetro superconductor de rocas (2G Enterprises) y un desmagnetizador térmico TD48 EU (ASC Scientific) aplicando los siguientes pasos de temperatura hasta la completa desmagnetización de las muestras: 100, 200, 250, 300, 340, 380, 420, 460, 500, 540, 570, 600, 630 y 660 C. El resultado de la desmagnetización progresiva se representa en diagramas de Zijderveld (1967) (Fig. 3.12).

El cálculo de las componentes características se ha realizado mediante regresión lineal después de la inspección visual de los diagramas de Zijderveld (Fig. 3.12) usando el programa Paleomagnetism.org (Koymans *et al.*, 2016). En general, una vez eliminada la componente viscosa de baja temperatura, la componente característica queda definida entre los 250 y los 650 °C, sugiriendo una mezcla de magnetita y hematites como minerales portadores de la remanencia magnética. Las direcciones características se han clasificado como de clase 1 (Q1, 35%) y clase 2 (Q2, 51%) cuando se podían calcular con más de 4 puntos (Q1) o 3 (Q2) puntos de desmagnetización describiendo caídas progresivas y dirigidas hacia el origen de coordenadas (Fig 3.12). Las muestras asignadas como calidad 3 (Q3, 14%) mostraban direcciones erráticas y era difícil asignarles una polaridad por lo que no se han considerado a la hora de construir la escala magnetoestratigráfica local.

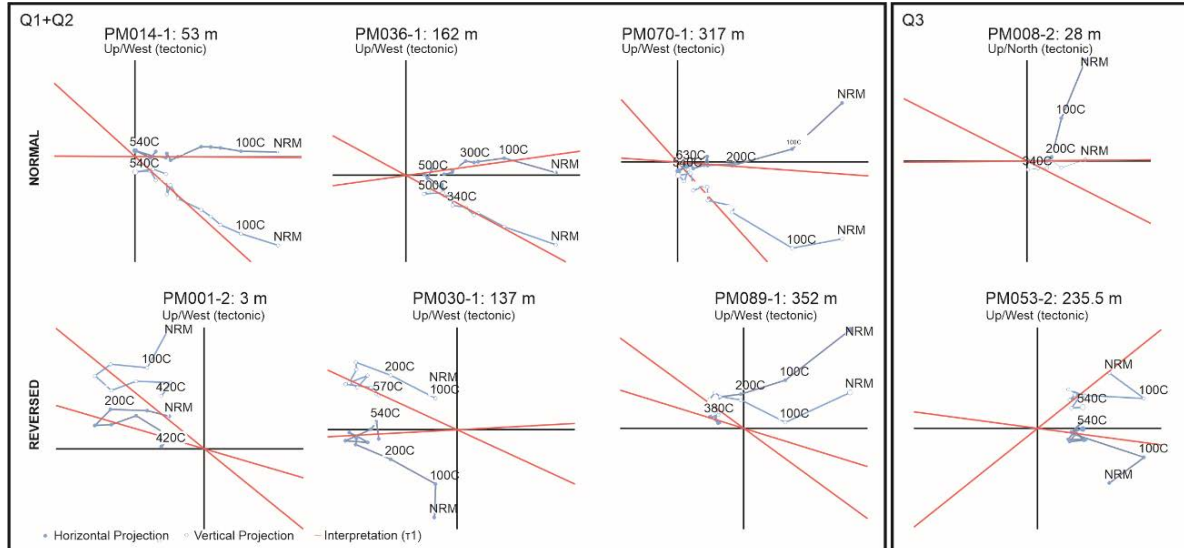


Fig. 3.12. Diagramas de Zijderveld para muestras representativas de calidad 1 y 2 (Q1 y Q2) y de calidad 3 (Q3). Direcciones calculadas con el programa Paleomagnetism.org (Koymans *et al.* 2016).

Las medias de las direcciones características (Q1 y Q2 conjuntamente) (Fig. 3.13) presentan valores de declinación/inclinación de 359.8/35.7 (polaridad normal) y 188.0/-32.5 (polaridad inversa), que son antipodales, indicando que la desmagnetización progresiva ha sido eficaz en aislar la componente viscosa de la característica. La dirección

media resultante (003.3/34.4) es aproximadamente coincidente aunque con inclinación menor a la esperada para el Oligoceno / Mioceno según Barberà *et al.* (1996).

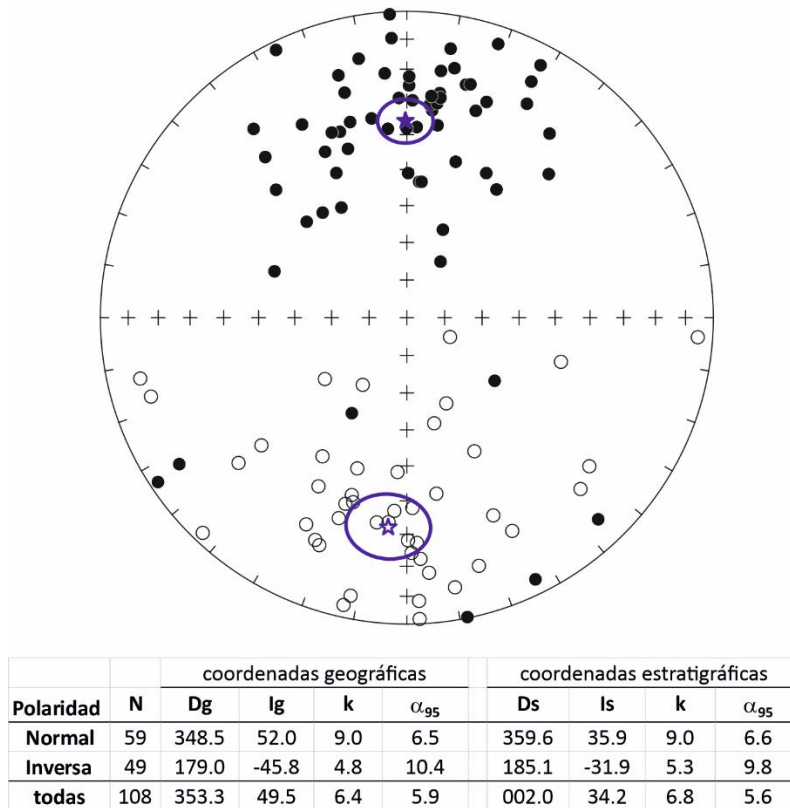


Fig. 3.13. Proyección estereográfica de las direcciones paleomagnéticas individuales y de las direcciones medias con su error asociado.

La Fig. 3.14. muestra los valores de latitud del Polo Geomagnético Virtual (PGV) correspondiente a cada dirección paleomagnética. y la correlación propuesta entre las magnetozonas identificadas y la Escala de Tiempo de Polaridad Geomagnética (ETPG) de Ogg, Ogg, y Gradstein (2016).

La correlación entre las magnetozonas identificadas en la columna de Puig Moreno y la ETPG (Ogg *et al.*, 2016) puede realizarse de manera ajustada considerando el patrón de distribución de los crones normales e inversos. El registro contenido en la sucesión de Puig Moreno estaría comprendido entre los límites superiores de los crones 6Cn.1 y 8Cn.1 (Fig. 3.14). A su vez, esta correlación ha permitido relacionar por un lado, la columna de Puig Moreno con las sucesiones de unidades del Sistema Lacustre de Los Monegros que afloran en los sectores más internos de la cuenca (Fig. 3.15) y por otro, establecer la posición relativa entre esta columna y las sucesiones más bajas de la Formación Caspe que afloran en el sector SE (Gandesa y Bot) de la zona estudiada a lo largo del actual margen de cuenca (Fig. 3.16).

Los datos bioestratigráficos de la Formación Caspe en las sucesiones del sector estudiado (Puig Moreno a Torre del Compte) son coherentes con la propuesta de correlación de la escala magnetoestratigráfica local con la ETPG y pueden ser utilizados como puntos de anclaje cronológico. El yacimiento de mamíferos, localizado en las inmediaciones de

Torre del Compte ha sido atribuido al Catiense medio-inferior (biozona local de *Eomys major* entre la parte baja del cron 8r y el cron 9r; Barberà *et al.*, 2001; Fig. 3.9). Además, la concurrencia de las especies de carófitas *Chara microcera* y *Sphaerochara aff. hirmeri* (Carles Martín Closas y Josep Sanjuan 2021, com. pers.) indicaría una edad del Catiense inferior-medio (Riveline, 1986; Martín-Closas y Ramos, 2005), si bien los datos magnetoestratigráficos aquí aportados ampliarían la extensión del rango de *Sphaerochara aff. hirmeri* hasta el Cron 7n. La correlación cronoestratigráfica entre las unidades lacustres, el sector central de la Formación Caspe y las unidades del margen SE se esquematiza en la Fig. 3.16).

La correlación propuesta nos permite establecer las siguientes consideraciones respecto de la edad y relaciones laterales de la Formación Caspe:

- El mínimo intervalo de tiempo atribuible a la Formación Caspe, aplicando la ETPG 2016 (James G. Ogg *et al.* 2016) sería de 6.429 Ma, entre los límites entre los cronos 10r y 11n (reconocido en el sector de Gandesa-Bot; Garcés *et al.*, 2008) y la base del cron C6Cn.1n que ha sido registrado en la sucesión de Puig Moreno y en numerosas columnas en el sector central de la cuenca (Candasnos/Valcuerna, Mequinenza y Torrente de Cinca, Fig. 3.16).
- La columna de Puig Moreno corresponde a la parte superior del registro estratigráfico de la Formación Caspe en la zona. Abarca un lapso mínimo de 2,25 Ma, entre el techo del cron C6Cn.1 y la base de C7Ar (Figs. 3.14, 3.15).
- La sucesión de la Formación Caspe en el sector de Puig Moreno se sitúa estratigráficamente por encima de la de Bot (Jones *et al.*, 2004; Garcés *et al.*, 2008). Entre la parte inferior de la columna de Puig Moreno y el techo los afloramientos más altos de la Formación Caspe en Bot habría un lapso de unos 3.5 Ma (Fig. 3.16). Parte de este lapso podría estar al menos parcialmente representado por las sucesiones del sector de Torre del Compte que incluyen el yacimiento con *Eomys aff. major* en dicha localidad (Cabrera, 1983).

3.3.2.4 Cronoestratigrafía.

La cronoestratigrafía de la Formación Caspe en la zona de estudio se ha precisado a partir de la integración de (Fig. 3.16):

- La información previa sobre las biozonaciones de roedores fósiles y de carófitas en la zona oriental de la cuenca del Ebro.
- Los datos magnetoestratigráficos aportados por estudios previos
- Los datos de una nueva columna magnetoestratigráfica realizada en este trabajo en el sector de Puig Moreno
- La integración de los datos bioestratigráficos puntuales aportados por dos nuevas localidades de carófitas.

3. Estratigrafía.

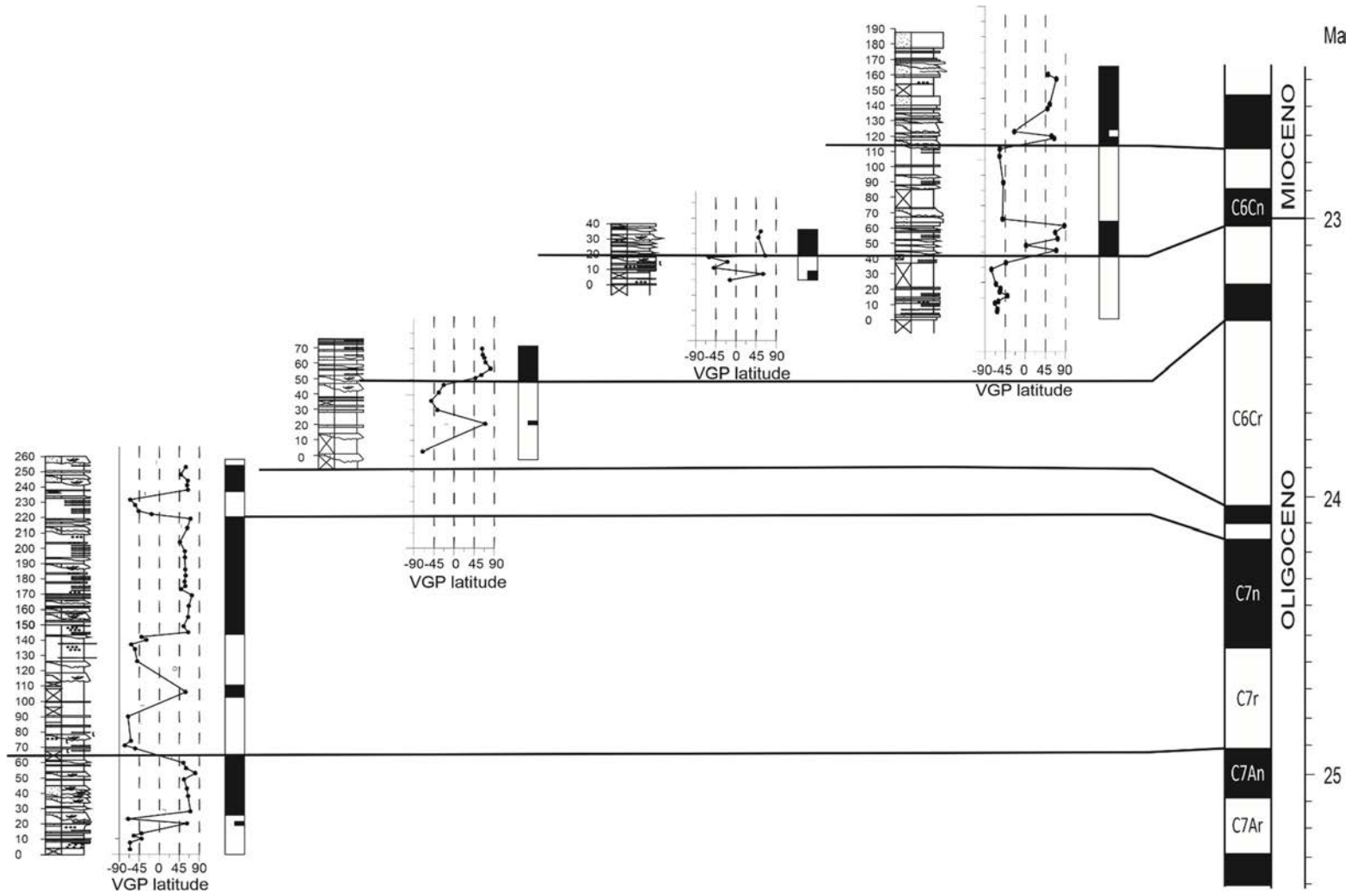


Fig. 3.14. Correlación entre las magnetozonas de la columna de Puig Moreno y la ETPG de Ogg et al. (2016)

3. Estratigrafía.

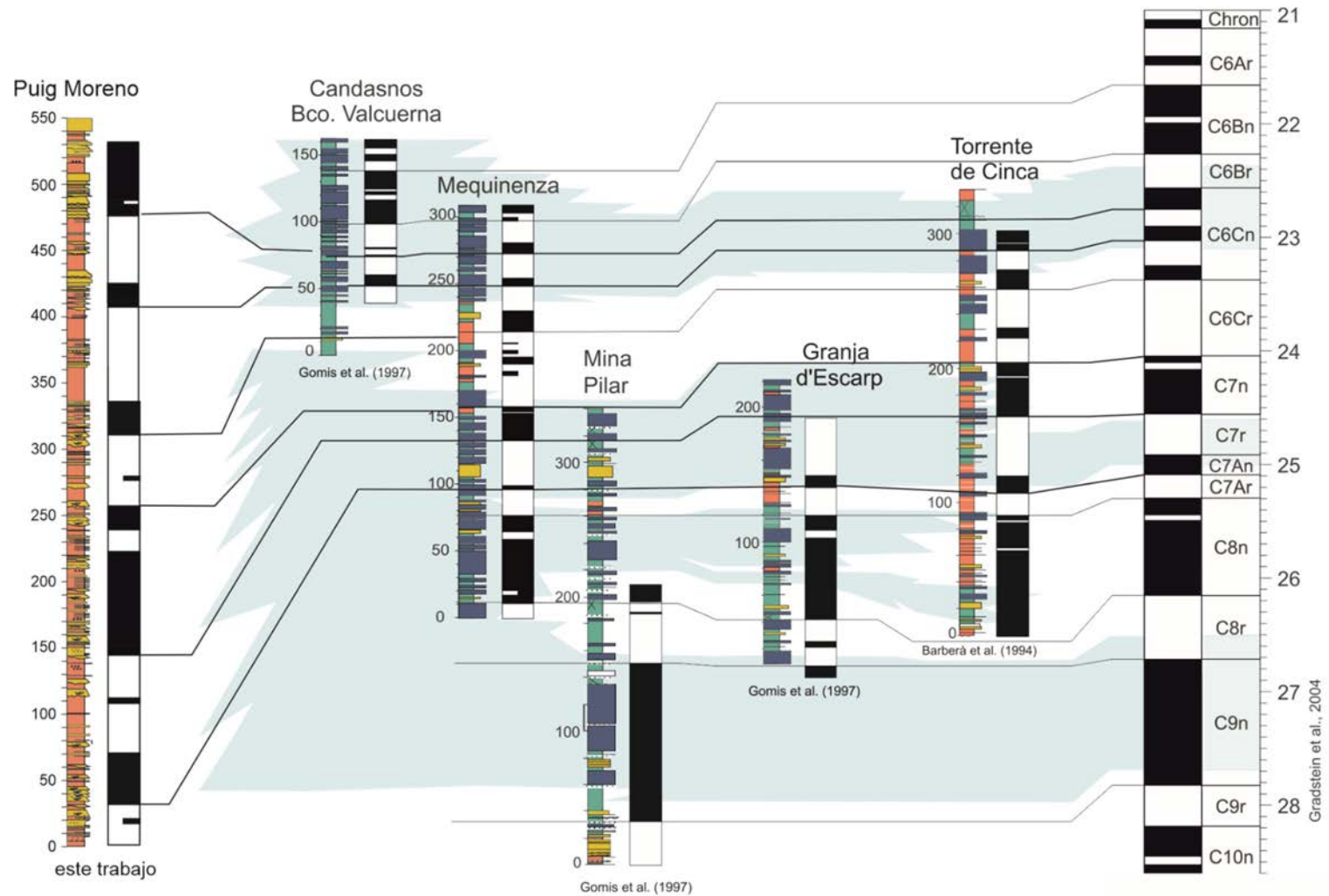


Fig. 3.15. Correlación de la columna de Puig Moreno con las columnas del Sistema lacustre de Los Monegros. Adaptado de Valero et al (2014). ETPG según Gradstein et al. (2004).

3. Estratigrafía.

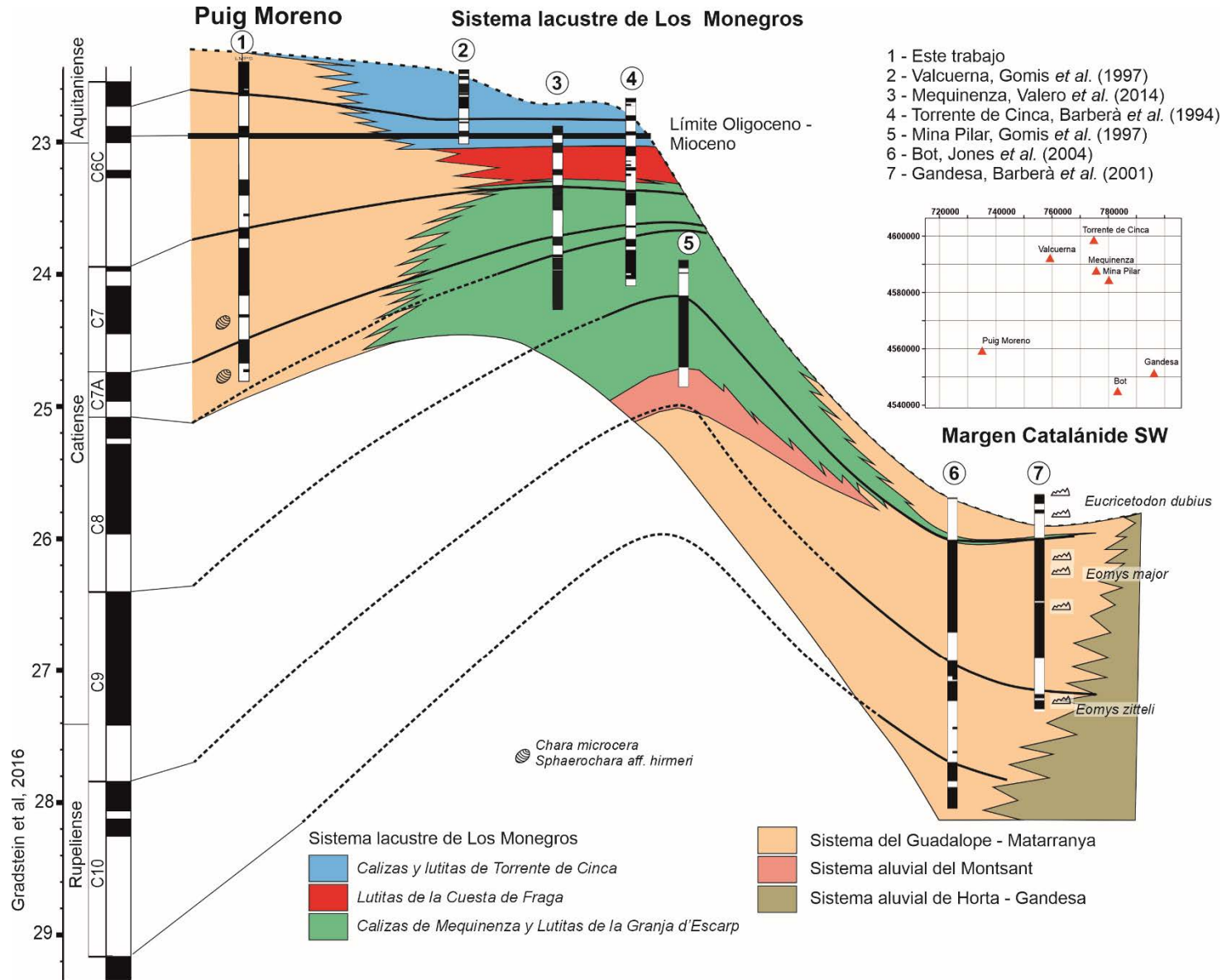


Fig 3.16. Correlación de la columna de Puig Moreno con el sistema lacustre de Los Monegros y el Sistema aluvial de Horta-Gandesa en el margen catalánide. Se ha tomado como datum horizontal el límite Oligoceno - Mioceno. La distancia estratigráfica entre la base de la columna de Puig Moreno y el techo de la de Bot se ha estimado por extrapolación de la tasa de sedimentación media de la columna de Puig Moreno.

Considerando el conjunto de la información, en especial los datos magnetostratigráficos (con un registro magnetostratigráfico contrastado desde el límite entre los cronos C9r y C10n hasta el límite entre C6CnC6Br), y según las propuestas de ETPG de Gradstein *et al.* (2005) y de Ogg *et al.* (2016a), puede concluirse que el registro que aflora de la Formación Caspe y de algunas de las unidades con las que se relaciona lateralmente tiene una edad esencialmente Rupeliense superior-Catiense y alcanza la parte baja del Aquitaniense. Sin embargo, es preciso tener en cuenta que en la propuesta de ETPG/ETPG más reciente (Gradstein *et al.* 2020) el rango cronostratigráfico de la unidad se ampliaría incluso hasta el Rupeliense inferior-medio.

3.3.3. Tasas de sedimentación.

La magnetoestratigrafía ha permitido, a partir del uso como referencia de la escala ETPG de Ogg *et al.* (2016b) analizar y comparar las tasas de sedimentación no descompactadas medidas en la columna de Puig Moreno con las determinadas en los estudios anteriores en el Sistema Lacustre de Los Monegros (Barberà *et al.* 1996, 2001; Gomis Coll *et al.* 1997; Valero *et al.* 2014) y en la parte inferior de la Formación en el sector de Bot (Garcés *et al.*, 2008).

A partir de los resultados obtenidos, consideramos significativas las observaciones siguientes:

- La tasa de sedimentación media en Puig Moreno es de $19.78 \text{ cm} \cdot \text{Ka}^{-1}$ (Fig. 3.17). Ahora bien, respecto de dicha tasa, la columna presenta tres tramos diferenciados. Las partes de la columna correlacionables con unidades lacustres presentan tasas de sedimentación similares, en torno a los $25 \text{ cm} \cdot \text{Ka}^{-1}$, mientras que el tramo equivalente a las Lutitas de la Cuesta de Fraga según la cronoestratigrafía de Barberà *et al.* (2001) presenta una tasa de sedimentación de $12.10 \text{ cm} \cdot \text{Ka}^{-1}$ (Fig. 3.17)
- Se observa una tendencia similar en las series de Puig Moreno y Mequinenza, con una disminución de la tasa de sedimentación en el tramo correlacionable con las Lutitas de la Cuesta de Fraga, si bien esta tendencia es más marcada en la serie de Puig Moreno (Fig. 3.18).
- Las tasas medias de sedimentación disminuyen en sentido proximal – distal hacia el interior de la cuenca. El diagrama de espesor estratigráfico respecto del tiempo (Fig. 3.18) para las columnas de Puig Moreno y el conjunto formado por las columnas de Valcuerna (Gomis *et al.*, 1997) y Mequinenza (Valero *et al.*, 2014) muestra las diferencias de subsidencia entre el sector de Puig Moreno y el depocentro lacustre.

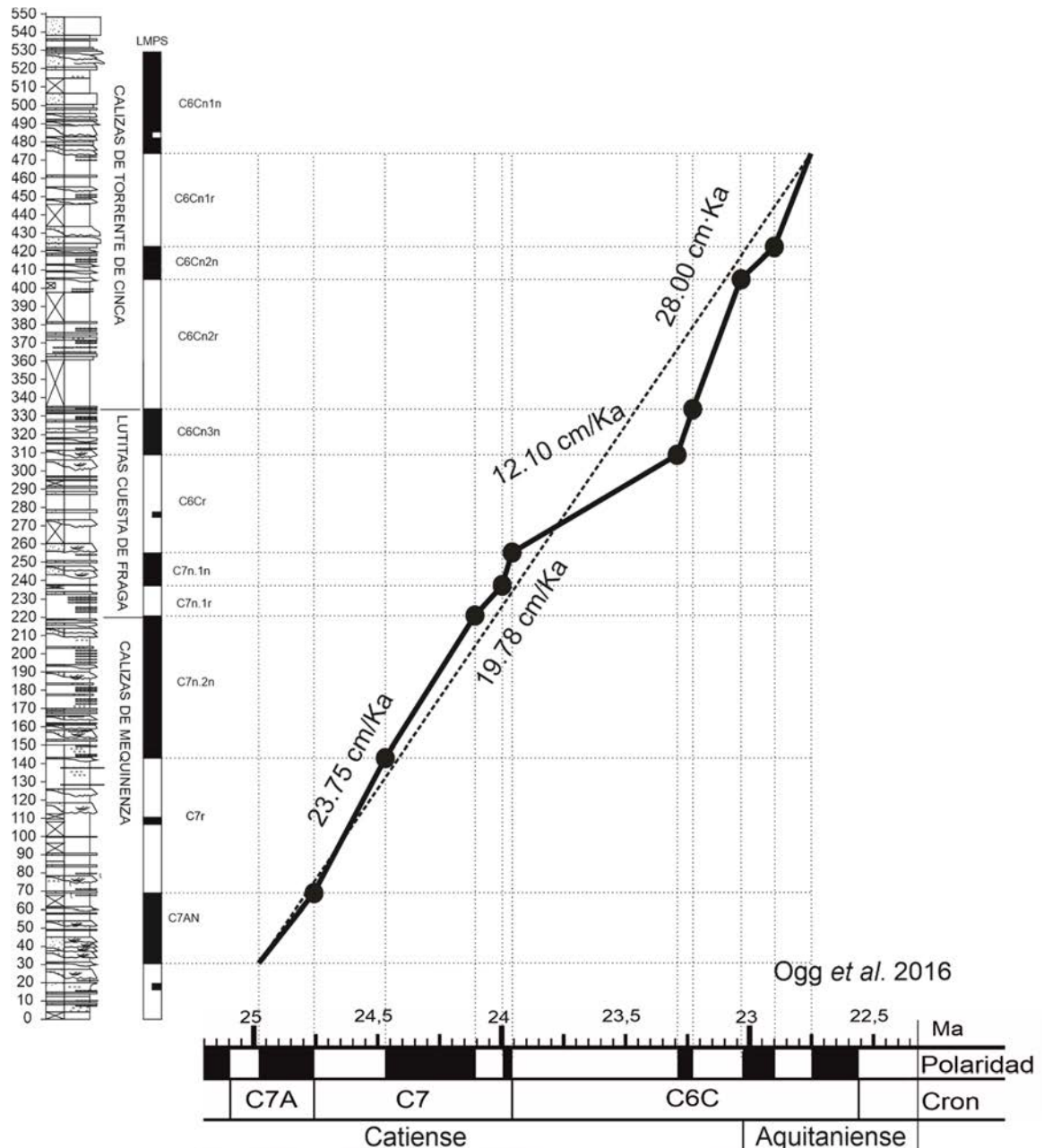


Fig. 3.17. Tasa de sedimentación de la columna de Puig Moreno. Se indican los tramos de la columna correlacionables con unidades del Sistema lacustre de Los Monegros.

En resumen, se observa una tasa de sedimentación claramente mayor en las series aluviales, especialmente en Puig Moreno, respecto de las series lacustres. Esta mayor tasa de sedimentación estaría relacionada con una mayor subsidencia flexural causada por una mayor proximidad a las estructuras de la Zona de Enlace y, posiblemente, por la actividad de la estructura de Puig Moreno, como veremos en el capítulo de Estructura. Por otra parte, en la columna de Puig Moreno se observa un tramo, correlacionable con las Lutitas de la Cuesta de Fraga, cuya tasa de sedimentación es netamente inferior al del resto de la serie. Esa disminución de la tasa de sedimentación es correlacionable con la observada en la sucesión de Mequinenza (Fig. 3.18), lo cual sugiere un control común de la tasa de sedimentación en ambas series.

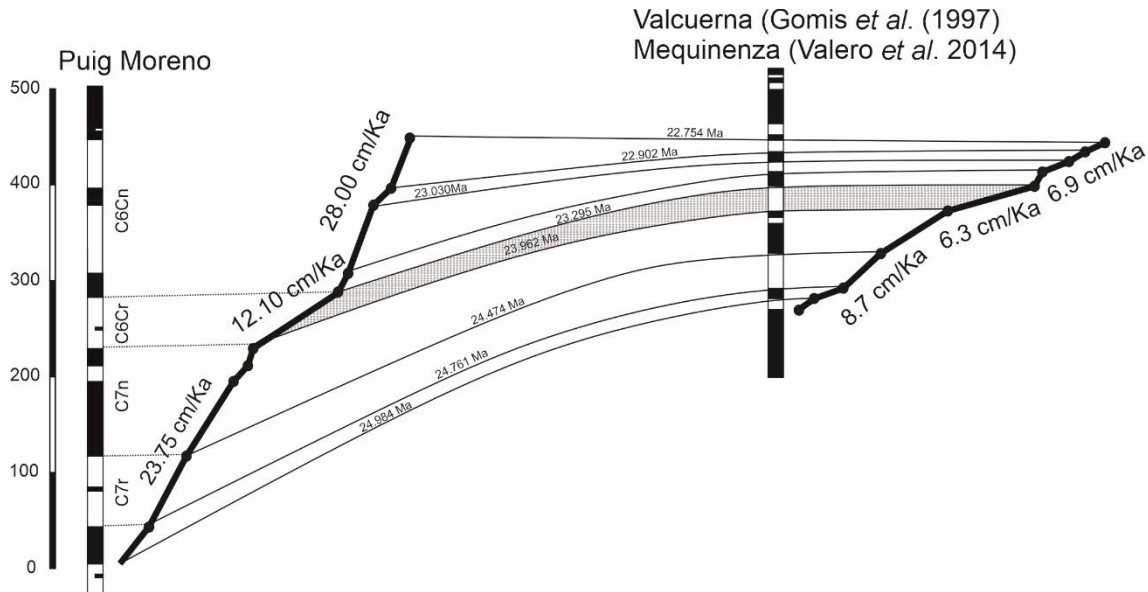


Fig. 3.18. Diagrama de espesor estratigráfico respecto a edad para las columnas de Puig Moreno, y el conjunto formado por las columnas de Valcuerna (Gomis et al., 1997) y Valero et al (2014). ETPG según Ogg et al (2016). La posición de las isocronas refleja la diferencia de subsidencia entre el depocentro lacustre y la zona media del Sistema del Guadalupe – Matarranya. Las tasas de sedimentación, en general más altas en ésta última, indicarían una mayor subsidencia, probablemente relacionada con la estructura de Puig Moreno. Notar que se observan tendencias similares de la tasa de sedimentación en ambas series, presentando ambas una disminución en el tramo correlacionable con las Lutitas de la Cuesta de Fraga (parte sombreada, ver Fig. 3.17).

3.3.4. Cicloestratigrafía

La aplicación de la técnica de análisis cicloestratigráfico en condiciones ideales requiere registros lo más continuos posibles, a ser posible accesibles en varias sucesiones y con una datación lo suficientemente precisa. El análisis cicloestratigráfico de la columna de Puig Moreno presenta ciertas dificultades, ya que la sedimentación en los ambientes aluviales es en cierto grado discontinua en el espacio y en el tiempo, debido a la propia dinámica de los procesos aluviales autogénicos que implican la migración de las zonas activas. Idealmente, se tendría que comparar el análisis cicloestratigráfico realizado a partir de columnas situadas en localidades suficientemente separadas para poder identificar tendencias cíclicas no directamente relacionables con procesos autogénicos de escala local. Debido a las dificultades ya indicadas al principio de esta memoria, sólo pueden medirse columnas de una cierta continuidad en las zonas con mayor relieve, en este caso, en las inmediaciones del accidente de Puig Moreno, por lo cual, no podría garantizarse una separación suficiente.

A pesar de estos inconvenientes, el análisis de ciclicidad en la Formación Caspe se ha realizado sobre la alternancia de areniscas y lutitas observada en sus sucesiones de Puig Moreno. Para ello se ha definido un indicador sencillo de clasticidad, asignando el valor 0 a las facies lutíticas y 1 a las facies de areniscas. (Fig. 3.19). Para determinar el espectro de frecuencias, así como la significancia de los picos espectrales obtenidos, se ha aplicado el programa REDFIT (Schulz y Mudelsee, 2002), aplicando una ventana de Hanning.

Este análisis se ha realizado en el dominio de tiempos. Para transformar las posiciones estratigráficas del indicador de clasticidad al dominio de tiempos se ha aplicado la tasa de sedimentación promedio de $19.78 \text{ cm}\cdot\text{ka}^{-1}$, la cual resulta de dividir los 475 m de espesor de la columna situados entre los límites entre el cron 7An y 7Ar y C6Cn y el intervalo de tiempo correspondiente (Ogg *et al.*, 2016b). Los resultados se presentan en la Fig. 3.20. Como puede verse en esta figura, el espectro muestra una mayoría de picos que sólo sobrepasan el test de significancia de Chi-cuadrado del 99% en las frecuencias más altas, lo cual sugiere dominancia del componente de ruido. Aparecen también dos picos con una alta densidad espectral, correspondientes a ciclos de 40.000 y 140.000 años, con unos niveles de significancia de Chi-cuadrado del 99% y 95% respectivamente.

Los ciclos de 140000 años podrían corresponder a ciclos de excentricidad, mientras que los de 40000 años podrían relacionarse con ciclos de oblicuidad. La comparación entre la tendencia secuencial del indicador de clasticidad y los ciclos de excentricidad (tomados de Laskar *et al.*, 2004) sugiere una cierta correlación (Fig. 3.19). En este sentido, el intervalo correlacionable con las Lutitas de la Cuesta de Fraga y que presenta una tasa de sedimentación inferior a la del resto de la columna de Puig Moreno (véase Fig. 3.17 en la sección anterior) coincidiría con un mínimo del ciclo de 2.4 Ma de la excentricidad, el cual ha sido relacionado con un posible incremento de la aridez (Valero *et al.*, 2014). De hecho, la misma tendencia se observa en el conjunto formado por las sucesiones de Mequinenza y Valcuerna (Fig. 3.18), lo cual refuerza la posibilidad de un control alogénico común a ambas series sobre la tasa de sedimentación.

La disminución de la tasa de sedimentación, probablemente relacionada con una disminución de la tasa de aporte, manifestaría un control alogénico, lo cual apuntaría a un cierto control climático de la sedimentación relacionado con un forzamiento orbital. No obstante, es problemático establecer una relación clara entre el posible control orbital y la ciclicidad observada en la columna de Puig Moreno. El periodograma de la Fig. 3.20 indica la presencia de ciclos cuya amplitud coincide parcialmente con la señal orbital, pero no permite atribuirles claramente un origen.

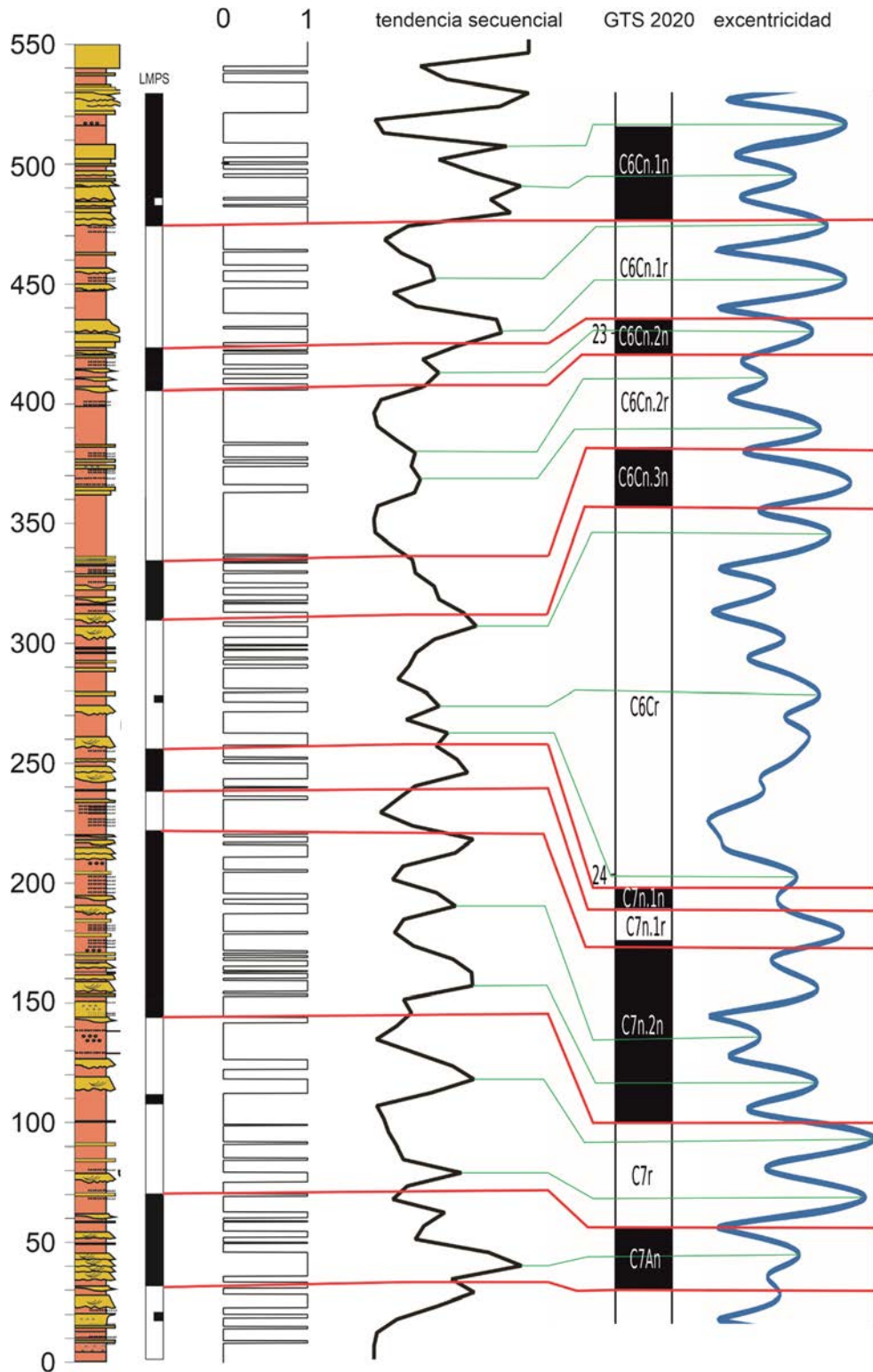


Fig. 3.19. De izquierda a derecha: columna de Puig Moreno; indicador de clasticidad en el dominio de espesores; tendencia secuencial; escala temporal de polaridad geomagnética; ciclo de excentricidad (Laskar et al. 2004). La curva de tendencia secuencial se representa como una curva de Bézier calculada sobre el índice de clasticidad. Se puede observar una cierta correlación entre los máximos de la curva secuencial y los máximos de excentricidad.

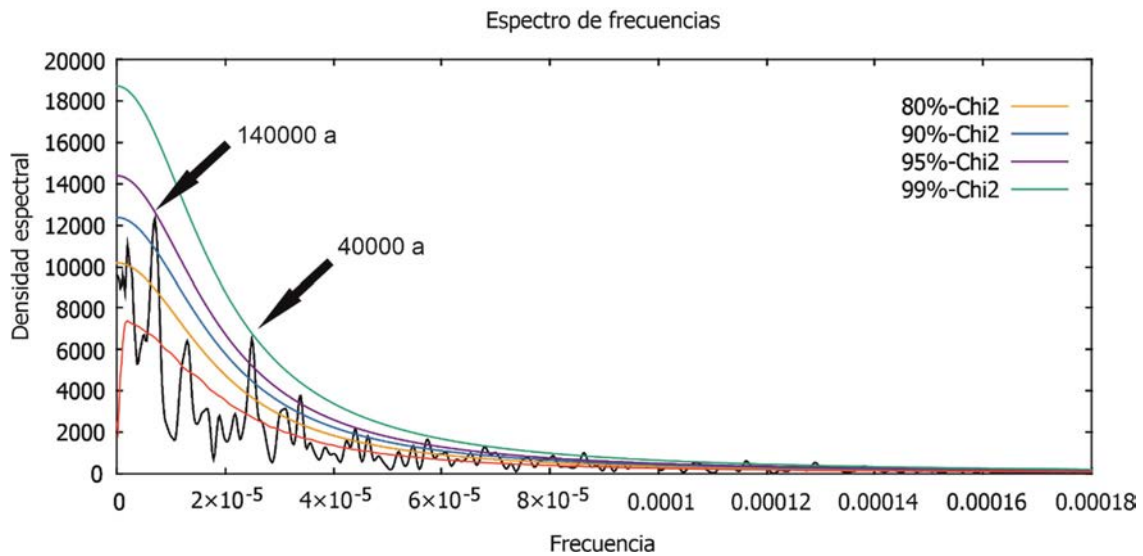


Fig. 3.20. Espectro de potencias de la columna de Puig Moreno en el dominio de tiempo. Los picos espectrales más significativos en las frecuencias bajas corresponden a ciclos de 40000 y 140000 años, si bien los picos que sobrepasan el test de Chi-cuadrado del 99% se sitúan en las frecuencias altas, en la mitad derecha de la gráfica. Los picos espectrales de 40000 y 140000 años podrían manifestar un cierto control orbital por ciclos de oblicuidad y excentricidad respectivamente.

Tal como hemos indicado, el fuerte componente de ruido sugiere un bajo control de la sedimentación por factores cíclicos, o bien el enmascaramiento de la señal alogénica por procesos autogénicos aperiódicos. Hay que tener presente que los procesos autogénicos también pueden ser cíclicos, enmascarando los procesos cíclicos de origen alogénico (Li *et al.*, 2016; Romans *et al.*, 2016; Hajek y Straub, 2017; Trampush *et al.*, 2017; Straub *et al.*, 2020). Por tanto, el análisis cicloestratigráfico presentado debe considerarse como preliminar. Los datos presentados hasta este punto no permiten atribuir claramente los ciclos observados a un control alogénico o autogénico, El fuerte componente de ruido sugiere una cierta dominancia de los procesos autogénicos, mientras que la proximidad de los ciclos observados a ciclos de origen orbital, junto con el análisis de las tasas de sedimentación presentado en la sección anterior sugiere un cierto control por procesos alogénicos, posiblemente de origen orbital. Estos aspectos serán retomados en el apartado IV Discusión.

4. Estructura

Los objetivos del análisis estructural que se exponen en este capítulo han sido:

- Producir una cartografía estructural que permita la subdivisión más precisa posible de los afloramientos de *ribbons* en niveles estratigráficos. Puesto que uno de los objetivos de este trabajo es obtener la cartografía de los sucesivos niveles de paleocanales, dada la ausencia de *datums* suficientemente continuos, se hace necesaria la determinación precisa de la estructura. Esta cartografía se utilizará en el capítulo de Sedimentología para analizar posibles variaciones de los *ribbons* relacionadas con su posición estratigráfica y la arquitectura sedimentaria a escala de formación.
- Determinar la estructura de la zona de afloramiento de la Formación Caspe. La determinación de la estructura proporcionará la base sobre la cual se estimará la volumetría de la Formación Caspe en el capítulo de análisis de la ruta sedimentaria. La estructura de detalle obtenida será integrada en la general que caracteriza la zona entre los márgenes ibérico-catalánide de la cuenca del Ebro y los sectores septentrionales de la zona de estudio.

Cabe recordar que la mayor parte del área estudiada es una región de relieves muy suaves, y con buzamientos próximos a la horizontalidad. Debido a la gran extensión del área de estudio, variaciones inferiores a un grado en la determinación de los buzamientos dan lugar a desplazamientos de varios kilómetros en la posición cartográfica de los posibles niveles estratigráficos.

Estas circunstancias dificultan el análisis estructural, por lo cual, a lo largo de este capítulo presentaremos una metodología desarrollada específicamente para tratar este tipo de estructuras. Dada la sutileza y, hasta cierto punto, complejidad de la estructura, recurriremos frecuentemente a imágenes anaglíficas para facilitar al lector la visualización. En este caso, es preferible la visualización de dichas imágenes en la pantalla del ordenador, a la visualización sobre copias impresas.

4.1. El afloramiento de *ribbons*.

El análisis estructural de las zonas de baja deformación se ha realizado en gran parte en base a la distribución espacial de los *ribbons*. Puesto que el análisis morfológico del afloramiento de *ribbons* en toda la extensión de la Formación Caspe constituye una de las bases de este trabajo, se hace necesaria su cartografía y representación tridimensional de la forma más fiel posible.

Los afloramientos de *ribbons* corresponden a los fragmentos preservados de la erosión actual de rellenos de paleocanal. En general, sólo se preserva una parte del litosoma central (Fig. 4.1), con una anchura inferior a la original. La anchura preservada oscila entre 8 y 50 m. La altura que corresponde a la parte aflorante varía entre 2 y 6 m. Las longitudes máximas preservadas en afloramiento son de unos 3 Km. Estas medidas se han

obtenido a partir de los modelos digitales del terreno. A menudo no es posible determinar la anchura ni el espesor originales.

La mayor densidad areal de afloramientos formados por areniscas de *ribbons* se da en un área de aproximadamente 20 x 35 Km entre los paralelos Caspe y Alcañiz de N a S, y entre los ríos Regallo y Guadalupe, de W a E.

A continuación, presentamos el método que hemos desarrollado para elaborar la cartografía, y la distribución tridimensional de los *ribbons*.

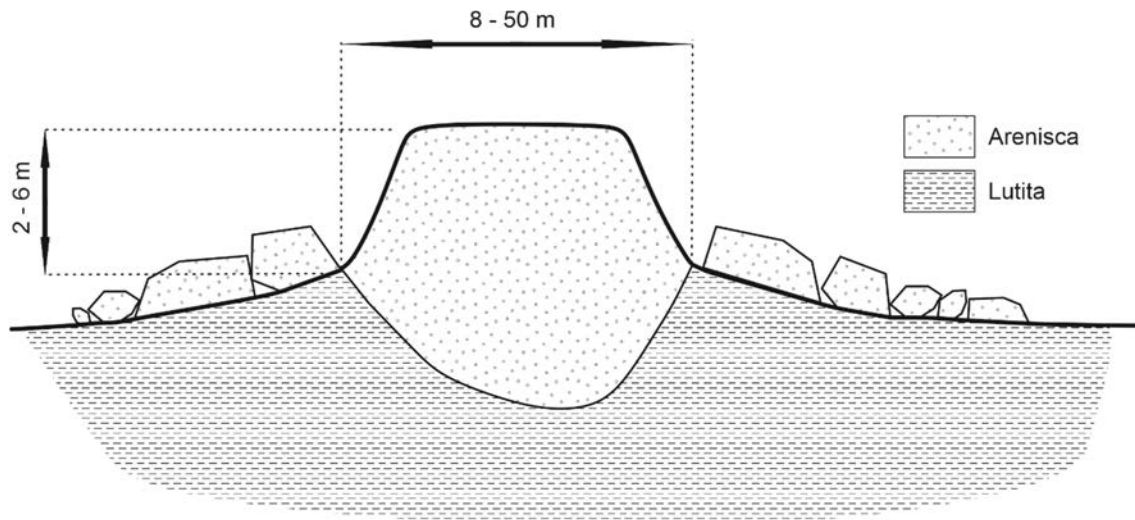


Fig. 4.1. Estructura en sección perpendicular a la paleocorriente de los afloramientos de ribbons. Las dimensiones de la parte aflorante del litosoma central preservado varían entre 8 y 50 m de anchura y entre 2 y 6 m de altura. El relieve correspondiente a la parte aflorante preservada del litosoma central acostumbra a estar rodeado por una franja de bloques de arenisca procedentes de la erosión de las alas y tiene una longitud de entre algunas decenas de m y pocos km.

4.1.1. Cartografía de los ribbons. Propiedades del afloramiento.

El método desarrollado se basa en el análisis de los modelos digitales de elevaciones de 5 m de luz de malla proporcionados por el Instituto Geográfico Nacional (MDT05 2015 CC-BY 4.0 scne.es y MDT02 2015 CC-BY 4.0 scne.es), combinado con el análisis de las ortoimágenes (ej: Fig. 4.2 A) PNOA del mismo Instituto (OrtoPNOA 2018 CC-BY 4.0 scne.es).

Hemos seguido el siguiente flujo de trabajo (Fig. 4.2, Gráf. 4.1):

- A partir del modelo digital de elevaciones (Fig. 4.2 B) se genera una malla que contiene una media móvil de la superficie topográfica, promediada sobre una superficie circular de un radio de 20 m (Fig. 4.2 C).
- Se genera una nueva malla que corresponde a la diferencia entre el modelo digital de elevaciones y la malla que corresponde a la media móvil (Fig. 4.2 D).
- En esta nueva malla, los relieves positivos de amplitud inferior al doble del radio de media móvil quedan identificados como valores mayores que 0, mientras que los relieves de mayor amplitud quedan representados por valores próximos o inferiores a 0. El resultado que se obtiene mediante los dos pasos anteriores es el de filtrar el

relieve del paisaje, resaltando los relieves cuya amplitud es inferior al doble del radio de media móvil.

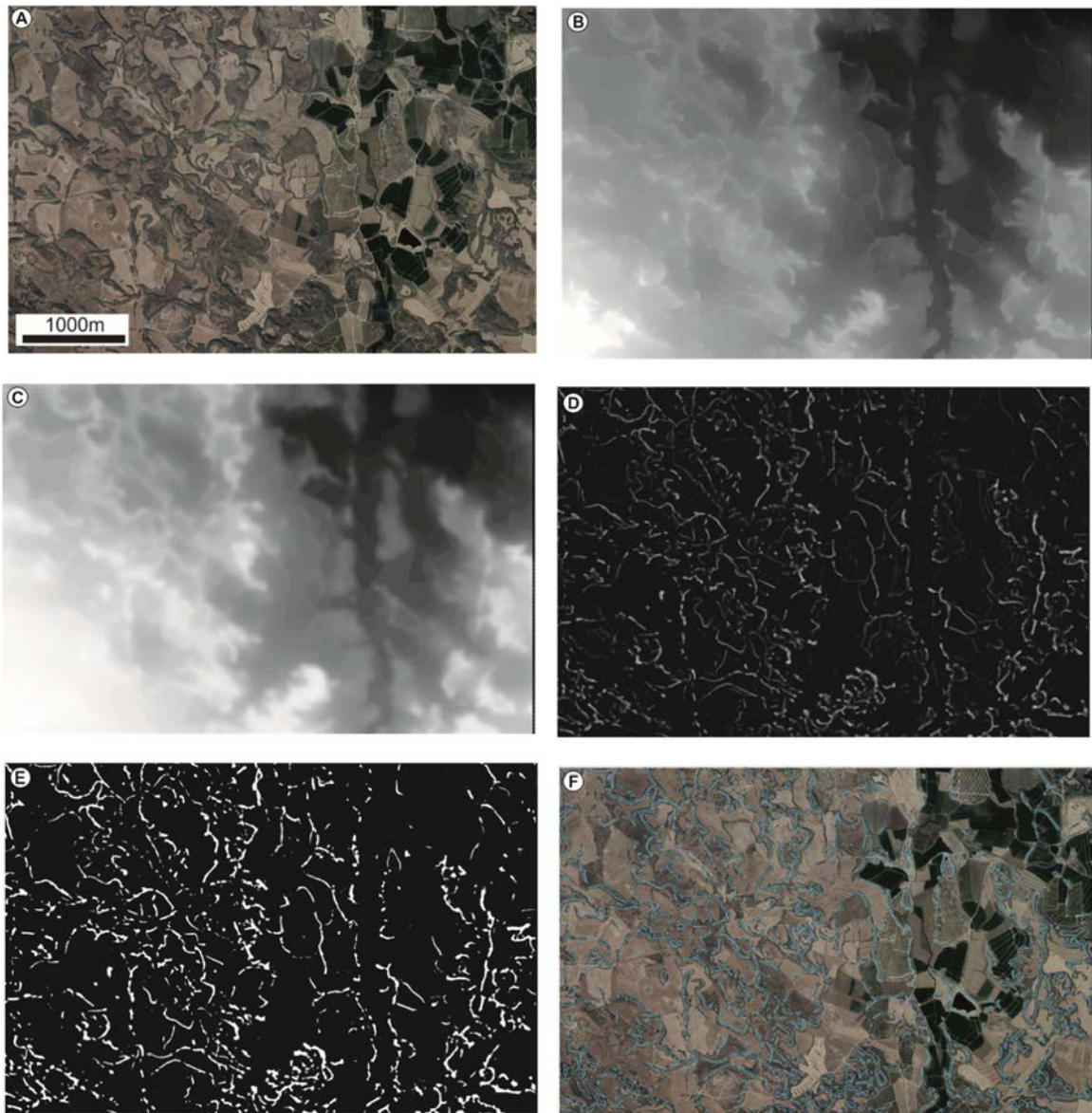
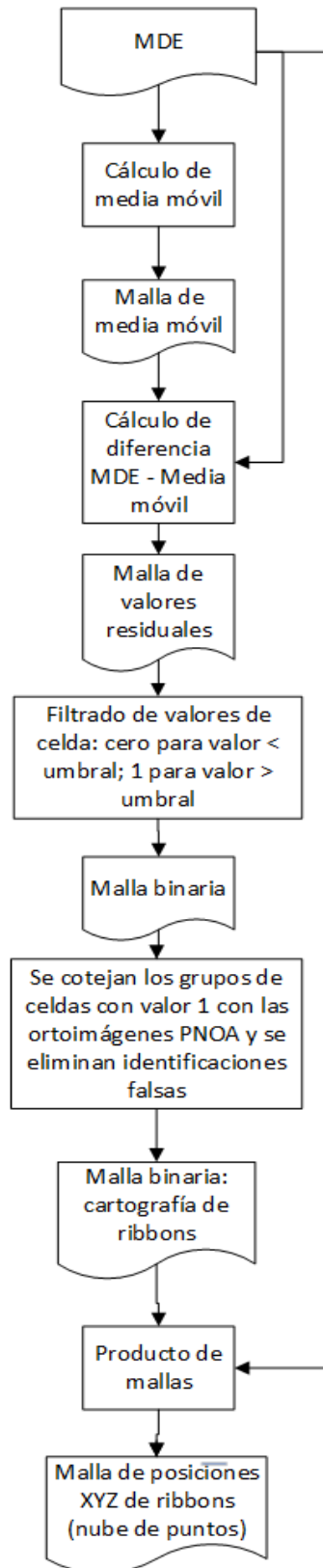


Fig. 4.2. Cartografía automática de ribbons. A) Ejemplo de ortoimagen PNOA. B) Modelo digital de elevaciones. C) Malla de media móvil. D) Malla de valores residuales. E) Malla binaria; las celdas en color blanco corresponden a ribbons. F) Superposición de lo contornos de los ribbons identificados en E con la ortoimagen; se cotejan los contornos de los ribbons con las ortoimágenes y se eliminan las identificaciones falsas.

- Se genera una nueva malla binaria (Fig 4.2 E) asignando el valor 1 a las celdas de la malla obtenida en 2) cuyos valores son superiores a un cierto umbral. Al resto de celdas se les aplica un valor nulo. Hemos aplicado un umbral de 2 m. Valores menores tienden a producir niveles altos de ruido, mientras que valores mayores causan pérdida de información. Las celdas con valor 1 corresponden a los *ribbons*.
- Se coteja la malla binaria obtenida en el paso anterior con las ortoimágenes a fin de eliminar identificaciones falsas y generar la cartografía de *ribbons* (Figs. 4.3, 4.4)

- Se multiplica la malla binaria corregida en el paso anterior por la malla del modelo digital de elevaciones. De esta manera se obtienen las coordenadas XYZ de los contornos de los *ribbons*.



Gráf. 4.1. Diagrama de flujo del proceso de cartografía de *ribbons*.

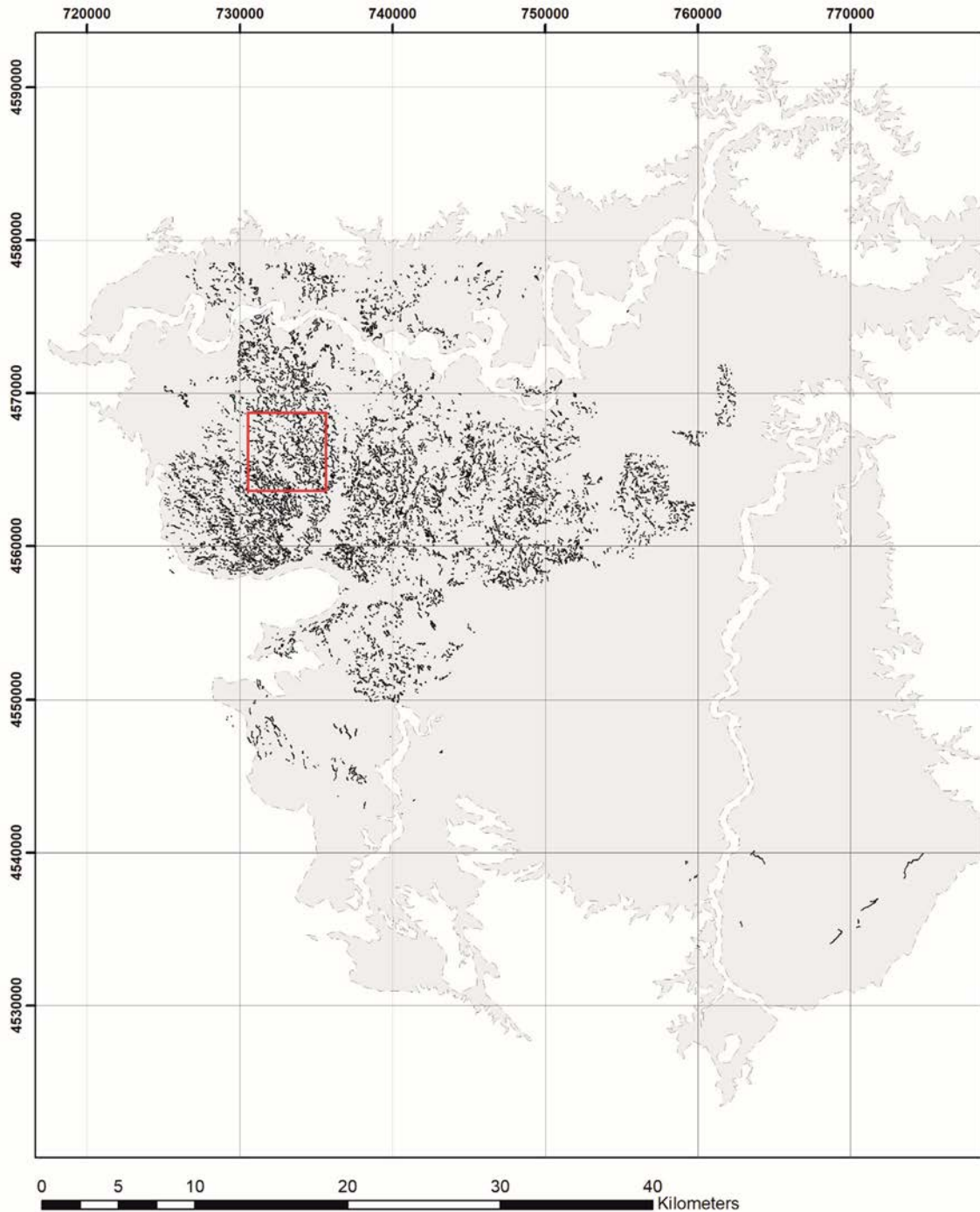


Fig. 4.3. Mapa de los afloramientos de ribbons. En esta figura los afloramientos de ribbons identificados mediante el método descrito se representan sobre la traza cartográfica de la Formación Caspe. El recuadro rojo corresponde a la Fig. 4.4. La nube de puntos obtenida a partir de la superposición de los afloramientos de ribbons con el modelo digital de elevaciones de 5 m de luz de malla puede visualizarse en <https://skfb.ly/o7pMt>. La nube de puntos se ha representado con un factor de exageración vertical de 10.

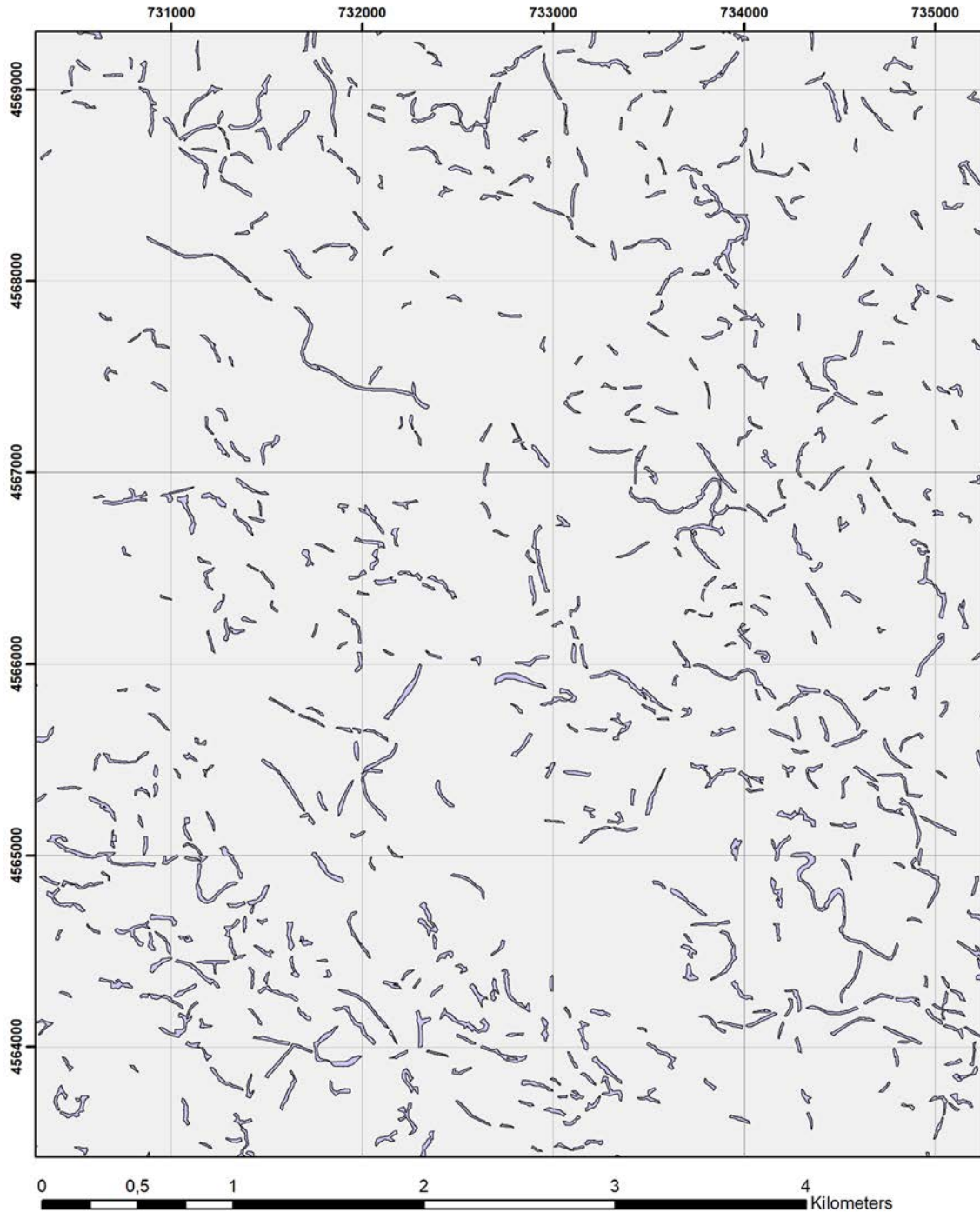


Fig. 4.4. Ampliación del sector marcado por el recuadro rojo de la Fig. 4.3.

El flujo de trabajo descrito produce dos elementos: la nube de puntos que representa la posición tridimensional de los *ribbons* y el mapa de los polígonos que representan los contornos de dichos litosomas (Figs. 4.3, 4.4). De esta manera se dispone de una cartografía y un modelo 3D que permite el análisis morfométrico detallado del afloramiento de la Formación Caspe en toda su extensión.

Williams (1975) y Cuevas *et al.* (2009) indican tres factores que favorecerían este tipo de afloramientos: la cementación de las areniscas, la cual las haría menos susceptibles a la

erosión que los materiales finos encajantes, un buzamiento regional bajo, y una pendiente regional baja, próxima al buzamiento medio de las sucesiones. Cuevas *et al.* (2009) indican también tres factores que introducirían sesgos en la preservación preferencial en el paisaje de los *ribbons*: i) cambios locales de buzamiento, los cuales favorecerían la preservación de los litosomas cuyo eje es paralelo a la dirección de capa; ii) la existencia de una red dispersa de diaclasas (Ibáñez Marcellán 1976) la cual favorecería la erosión de los segmentos más densamente fracturados, y iii) cambios en el gradiente topográfico. Estos mismos autores consideran que son las características de la superficie topográfica el factor que más influye en la extensión y densidad de los afloramientos.

Con el fin de cuantificar la influencia de la topografía, hemos determinado la relación entre los afloramientos y dos propiedades de la superficie topográfica: el valor y la orientación de la pendiente (Gráfs. 4.2, 4.3). A fin de determinar esta relación hemos comparado la cartografía de afloramientos con los mapas de pendientes y de orientaciones de la pendiente (Figs. 4.5, 4.6)

La Gráf. 4.2. contiene los histogramas circulares de orientaciones de la pendiente de la zona estudiada, y de las áreas que contienen afloramientos de *ribbons*. El histograma de orientaciones de los afloramientos de *ribbons* se ha obtenido del siguiente modo:

- Se genera una malla de 250 m de luz con la orientación promedio del terreno
- Se genera una malla binaria a partir del mapa de polígonos de *ribbons*, con una luz de 5 m para respetar la forma de los *ribbons*. Cada celda de la malla que cae dentro de un *ribbon* se le asigna el valor 1; a las otras celdas se le asigna un valor nulo.
- Se combina la malla de orientaciones con la malla de *ribbons*. Se seleccionan las celdas que contienen *ribbons*.
- Se produce el histograma de las orientaciones de las celdas con valor no nulo.

Como puede verse en la Gráf. 4.2, el histograma de orientaciones de pendientes de toda la zona estudiada y el histograma de orientaciones de las áreas que contienen afloramientos tienen distribuciones muy similares.

Se ha procedido del mismo modo para producir los histogramas del valor de la pendiente del área total de la Formación Caspe y de las áreas que corresponden a afloramientos de *ribbons*. Como puede verse en la Gráf. 4.3, análogamente al caso anterior, los histogramas son muy similares.

Por tanto, podemos concluir que la superficie topográfica que contiene *ribbons* tiene las mismas propiedades de orientación y pendiente que el total del área de la Formación Caspe. Esto plantea un cierto dilema de causalidad: ¿los *ribbons* afloran porque el paisaje tiene unas ciertas características, o el paisaje tiene unas ciertas características porque los *ribbons* afloran? Puesto que el relieve está modelado sobre las facies de la Formación Caspe, parece razonable considerar que el relieve actual está condicionado por la estructura que imponen los afloramientos de *ribbons* y no al revés. Así pues, los *ribbons* aflorarían de manera extensa porque su propia existencia favorecería un cierto tipo de relieve.

4. Estructura.

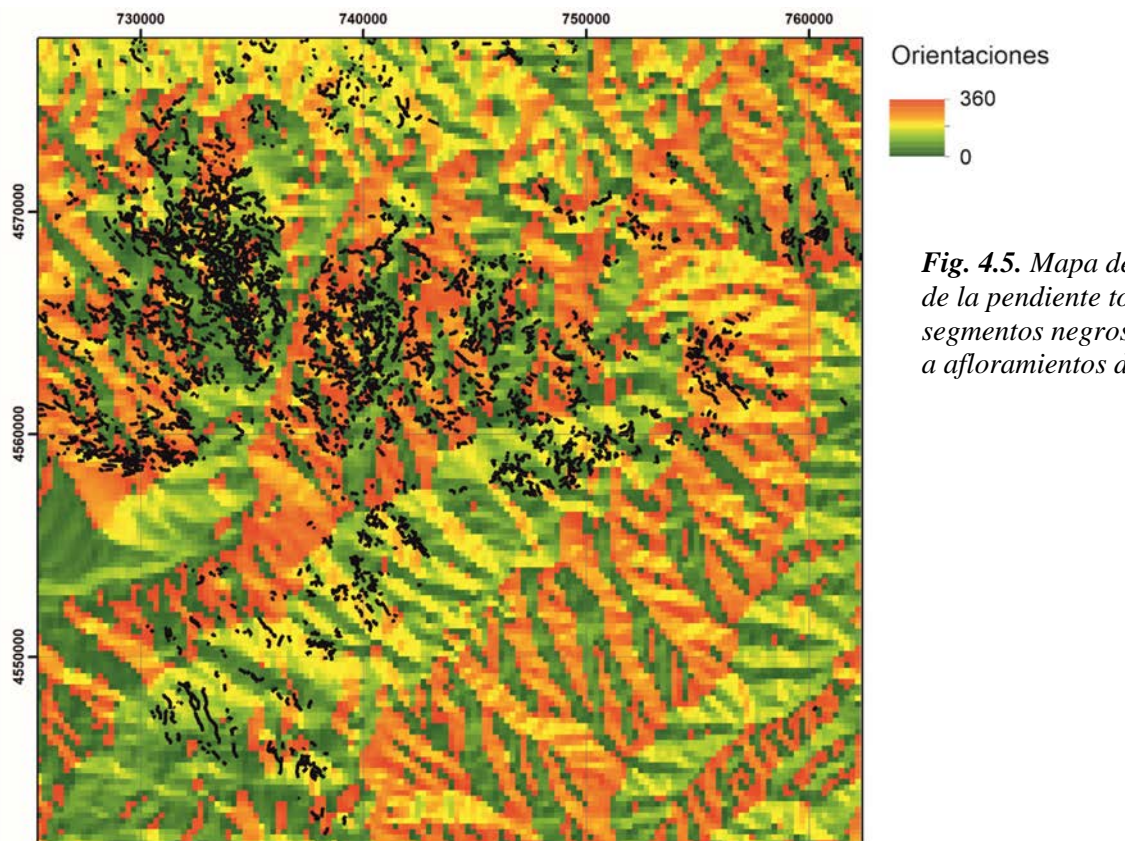


Fig. 4.5. Mapa de orientaciones de la pendiente topográfica. Los segmentos negros corresponden a afloramientos de ribbons.

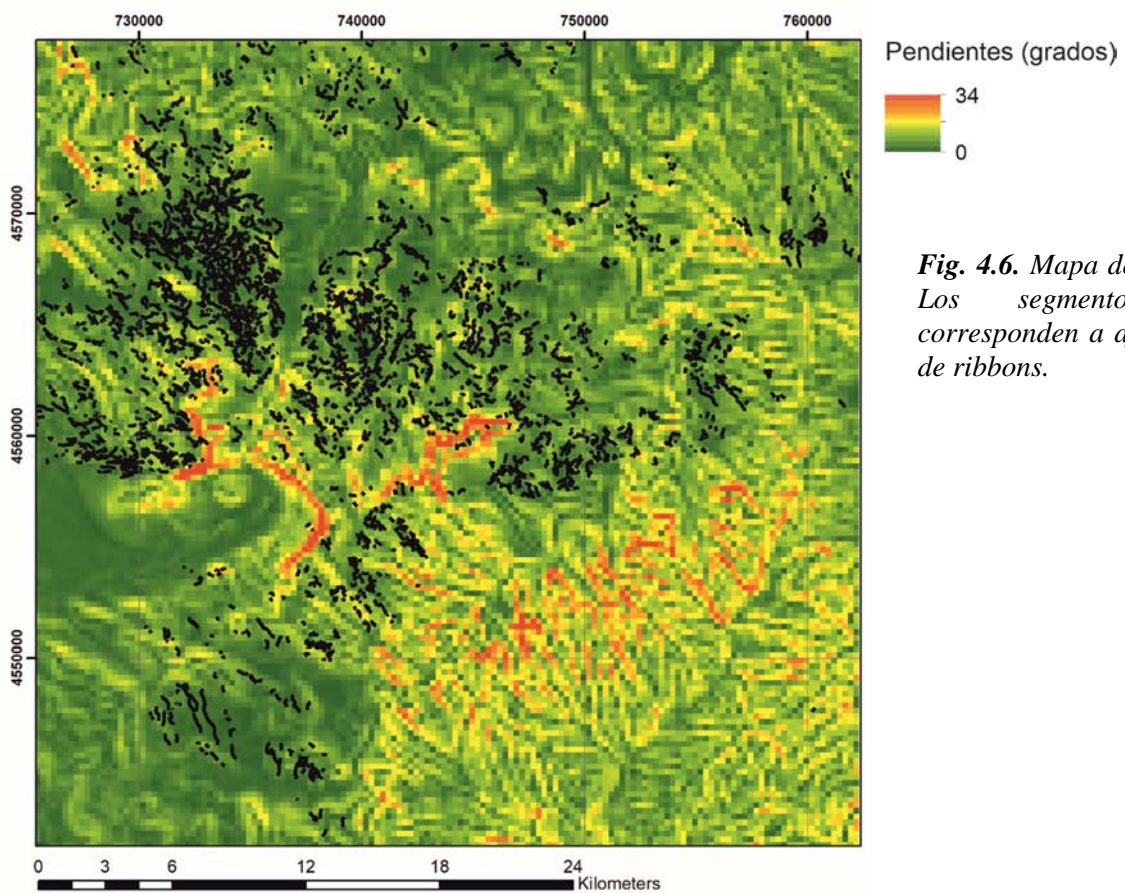
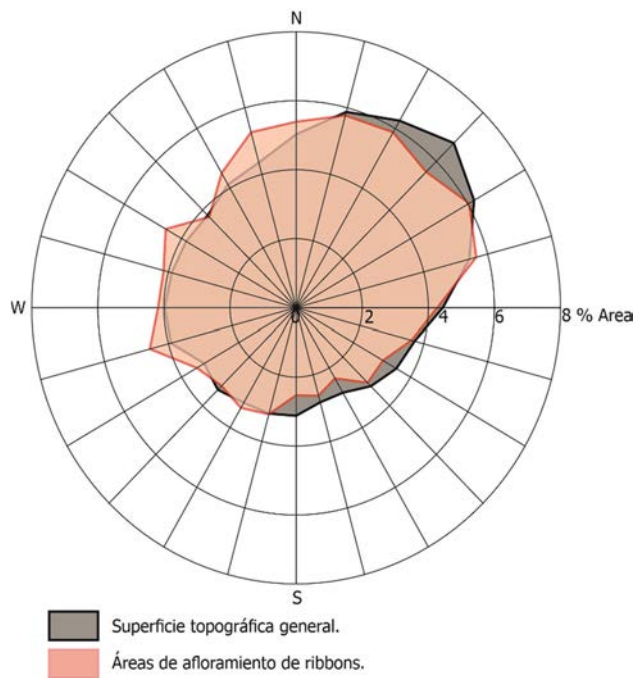
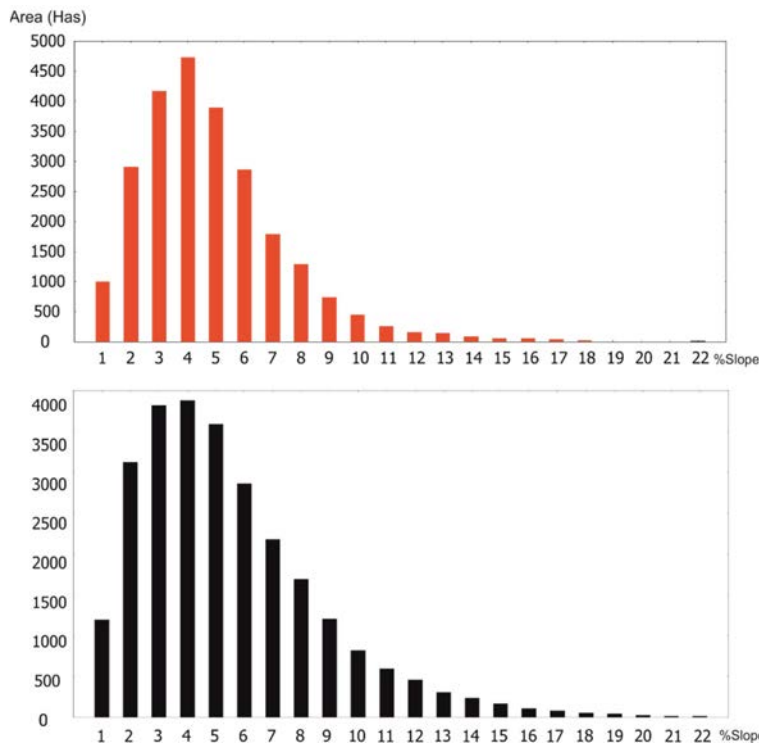


Fig. 4.6. Mapa de pendientes. Los segmentos negros corresponden a afloramientos de ribbons.



Gráf. 4.2. Histogramas circulares de orientaciones de la pendiente del área total de la Formación Caspe y de las áreas que contienen ribbons



Gráf. 4.3. Histogramas de pendientes. El histograma superior corresponde a las pendientes de las áreas que contienen afloramientos de ribbons. El inferior corresponde al área total.

En otras palabras, el paisaje de las áreas donde aflora la Formación Caspe sería un tipo de relieve estructural muy degradado, condicionado por la distribución espacial de los litosomas de arenisca, y sobre el cual la erosión diferencial ha dejado en relieve segmentos de los *ribbons*. Los factores citados por Cuevas *et al* (2009, 2010) que introducirían sesgos en la distribución y forma de los afloramientos tendrían una influencia local, sin afectar de manera generalizada las condiciones de afloramiento.

4.2. Estructura y dominios estructurales.

En general, los materiales objeto del presente estudio se presentan poco deformados, con estructuras muy laxas, cuyos buzamientos generalmente son inferiores a 2° , excepto en las zonas de deformación más intensa, las cuales corresponden a la estructura de Puig Moreno – Maella, y a las estructuras del margen S. Distinguimos los siguientes dominios estructurales (Fig. 4.7):

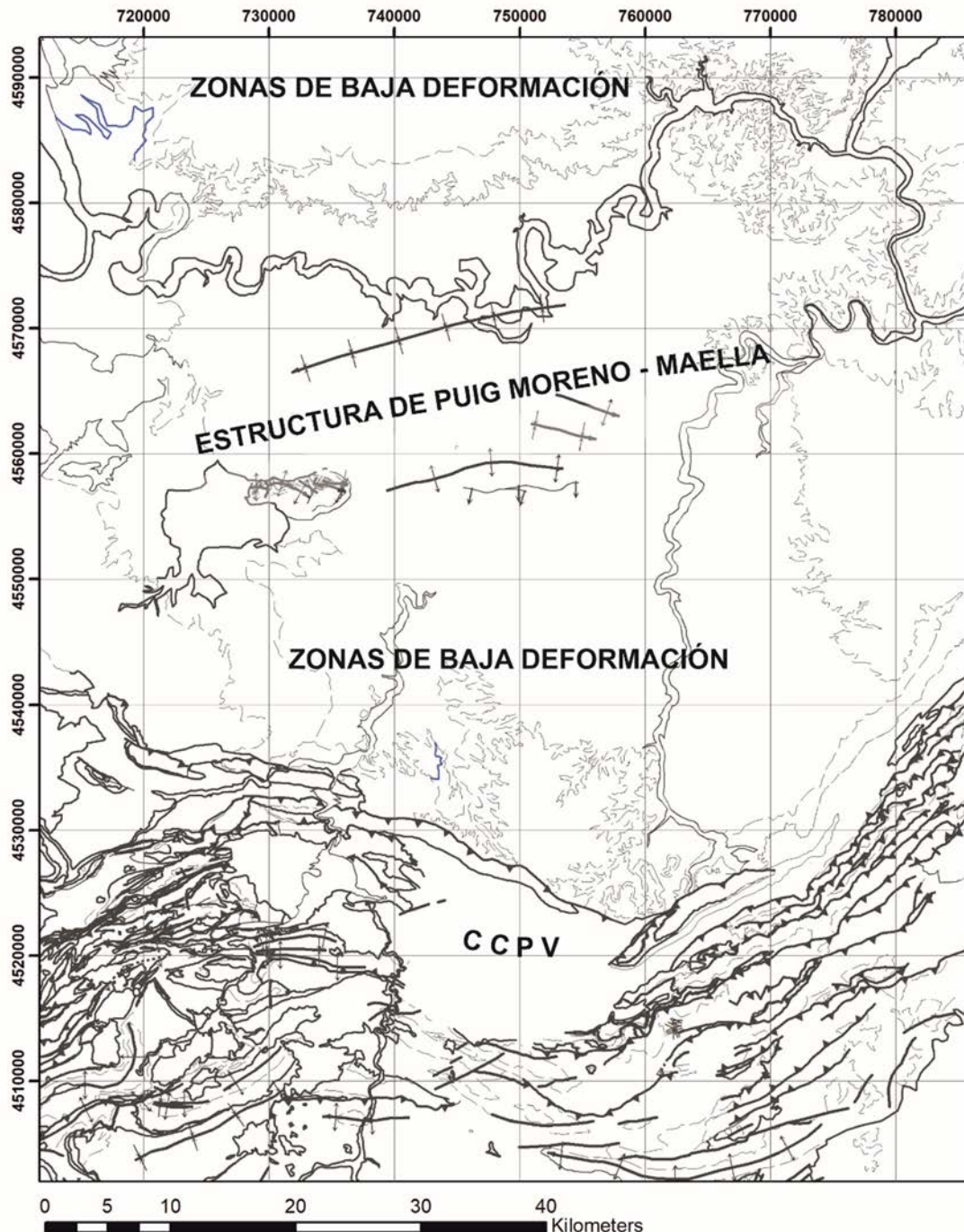


Fig. 4.7. Dominios estructurales. CCPV: cinturón de cabalgamientos de Portarubio – Vandellós (Guimerà, 1988).

- La estructura de Puig Moreno – Maella (Fig. 4.8) y estructuras de subsuelo relacionadas.
- Estructuras del margen S: cinturón de pliegues y cabalgamientos de Portalrubio – Vandellós (Guimerà, 1988).
- Las áreas de baja deformación situadas a N y S de la estructura de Puig Moreno - Maella.

Los esquemas de las Figs. 4.9 (mapa estructural) y 4.10 (cortes geológicos) muestran las características de la zona de estudio. En estas figuras se sitúan los principales elementos estructurales que serán descritos brevemente en los apartados siguientes.

4.2.1. Estructura de Puig Moreno–Maella y estructuras de subsuelo relacionadas.

La estructura de Puig Moreno es de una cierta complejidad en detalle (Fig. 4.8).

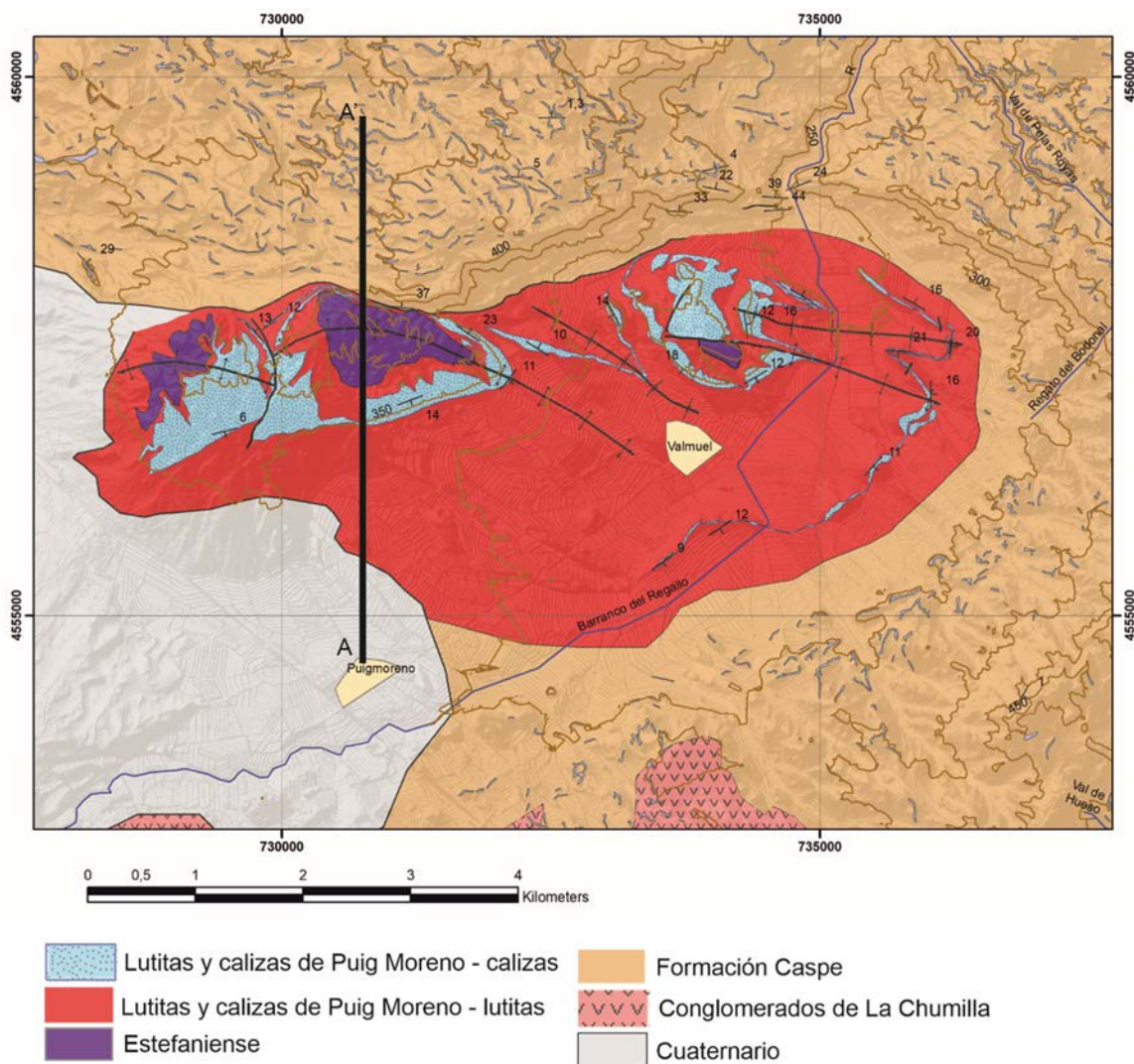


Fig. 4.8. Mapa geológico de la zona de Puig Moreno. El corte A-A' se representa en la Fig. 4.11.

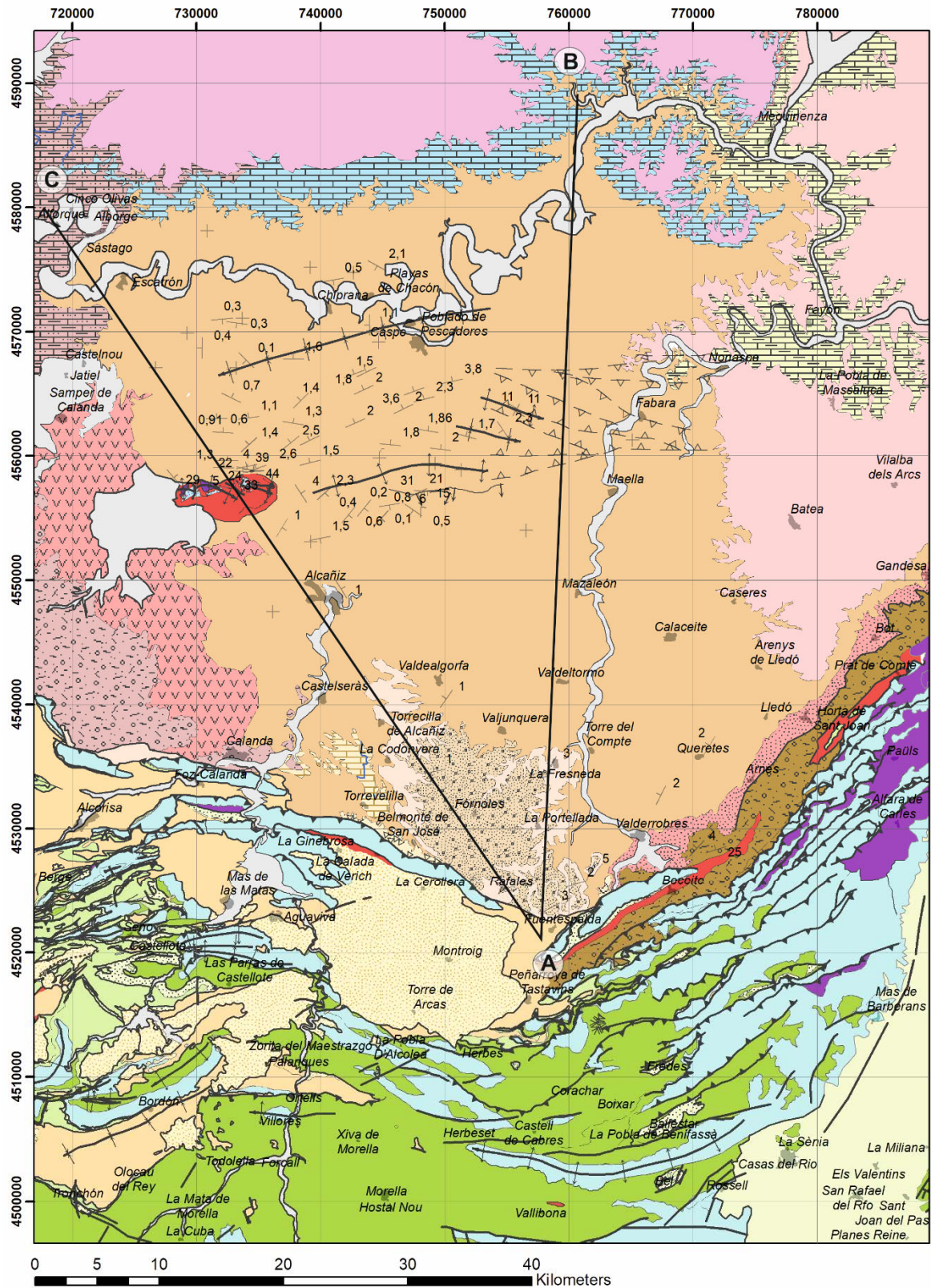


Fig. 4.9. Mapa estructural. La leyenda de unidades estratigráficas corresponde a la de la Fig.3.1. Las líneas A-B y B-C indican la posición de los cortes geológicos de la Fig. 4.10.

4. Estructura.

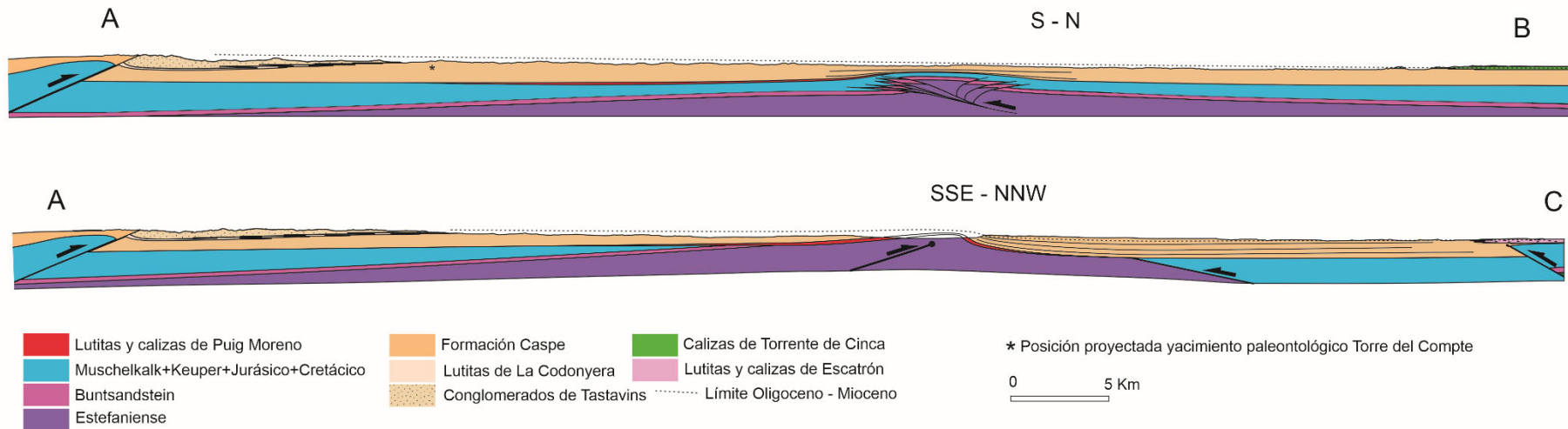


Fig. 4.10. Cortes geológicos. Ver posición en la Fig. 4.9. El corte A-C presenta dos fallas inversas al N de la estructura de Puig Moreno. La situada más al S es interpretada, a fin de justificar la falta de materiales mesozoicos en el flanco N de la estructura de Puig Moreno. La situada más al N también es interpretada; corresponde al alto estructural de La Zaida, antiguamente a atribuido a la “falla del Segre” e identificado en el sondeo de La Zaida-1 según Campos et al. (2007). El espesor de la serie mesozoica en este corte corresponde al espesor medido en el sondeo Ebro 1 (Campos et al, 2007). Espesor del Mesozoico al S de la estructura de Puig Moreno-Maella según los datos de IGME y Gessal (2010.). No se han representado las unidades del Paleógeno precompresivo en el corte A-B ya que la información proporcionada por los sondeos de Caspe (IGME y Gessal, 2010.) y Ebro-1 (Campos et al, 2007) no permite diferenciar esta unidad, y porque en el sector de Maella, la Formación Caspe se sitúa en contacto sobre las calizas del Mesozoico (Baquer et al, 2007). Notar la posición de la localidad paleontológica de Torre del Compte (subsección 3.3.2.) en el corte A-B. Dicho yacimiento se situaría en la parte inferior del Oligoceno superior, entre el cron 8r y el límite 9r/10

En general, se trata de un anticlinal de dirección E-W vergente al N y que afecta al basamento paleozoico y la cobertera cenozoica. Los buzamientos son puntualmente próximos a la vertical en el flanco N, y progresivamente más suaves en el flanco S. El eje del pliegue principal se ve afectado por pliegues menores de dirección NE-SW y ENE-WSW que compartimentan la estructura en tres domos, en cuyos núcleos afloran materiales del Carbonífero de edad Estefaniense (Villa *et al.* 1996). El domo más occidental está separado del central por una falla. Sobre los materiales del Paleozoico se dispone en discordancia la unidad de calizas y lutitas de Puig Moreno (González 1989; Villena *et al.* 1992), formada por lutitas rojas y calizas micríticas con *Microcodium*. A su vez, los materiales de la Formación Caspe se disponen en discordancia sobre los materiales de dicha unidad. Atribuimos a esta discordancia la diferencia de espesor observada en los materiales de la unidad de calizas y lutitas de Puig Moreno entre los flancos S y N. En el flanco N el espesor total de estos materiales es de unas pocas decenas de m, mientras que en el sur se estima en unos 200 m.

Los materiales de la Formación Caspe muestran una discordancia progresiva (sensu Riba, 1976) en el flanco N (Figs. 4.11, 4.12). En apariencia, esta discordancia progresiva se atenúa en unos 2 Km hacia el N, pasando de buzamientos próximos a la vertical en la base de la formación a buzamientos inferiores a $1^{\circ}/360$. Como describiremos en el apartado siguiente, esta discordancia progresiva en el flanco N del anticlinal se corresponde con una estructura de estratos de crecimiento muy laxa, trazable desde el eje del anticlinal de Puig Moreno hasta unos 15 Km al N.

La estructura de Puig Moreno corresponde según Guimerà (2018) a la prolongación del cabalgamiento Norte-Ibérico, el cual constituye la estructura más septentrional de la Cadena Ibérica y tiene un desplazamiento vertical máximo de 4 Km en su extremo NW, atenuándose progresivamente hacia el SE y desapareciendo al E de Puig Moreno. En el sector estudiado, el cabalgamiento Norte-Ibérico se manifestaría como un cabalgamiento ciego cuya expresión en superficie correspondería al anticlinal de Puig Moreno (Guimerà 2018).

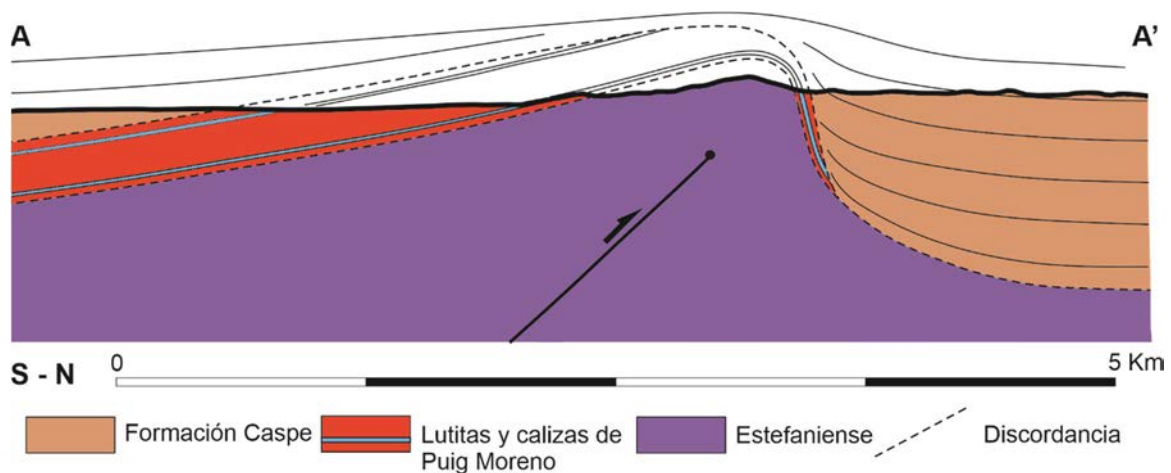


Fig. 4.11. Corte de Puig Moreno. Consultar la localización en la Fig. 4.8.

Los pliegues de orden menor descritos anteriormente podrían indicar un cierto componente en dirección sinistral del cabalgamiento en la estructura de Puig Moreno.

La desnivelación causada por el pliegue de Puig Moreno situaría el contacto entre la base del Cenozoico y el Paleozoico en la cota -380 m, en el flanco N del pliegue, extrapolando los datos proporcionados por el sondeo Ebro 1 (Campos *et al.* 2007; CIEMAT 2008). En dicho sondeo no se diferencian unidades estratigráficas dentro del Cenozoico, por lo cual no es posible diferenciar entre los materiales de oligo-miocenos y los de edad paleocena. No obstante, dada la disminución drástica de espesor de los materiales de la unidad de calizas y lutitas de Puig Moreno, asumimos que la totalidad o la mayor parte del espesor del Cenozoico en el flanco N correspondería a la Formación Caspe (Fig. 4.11).

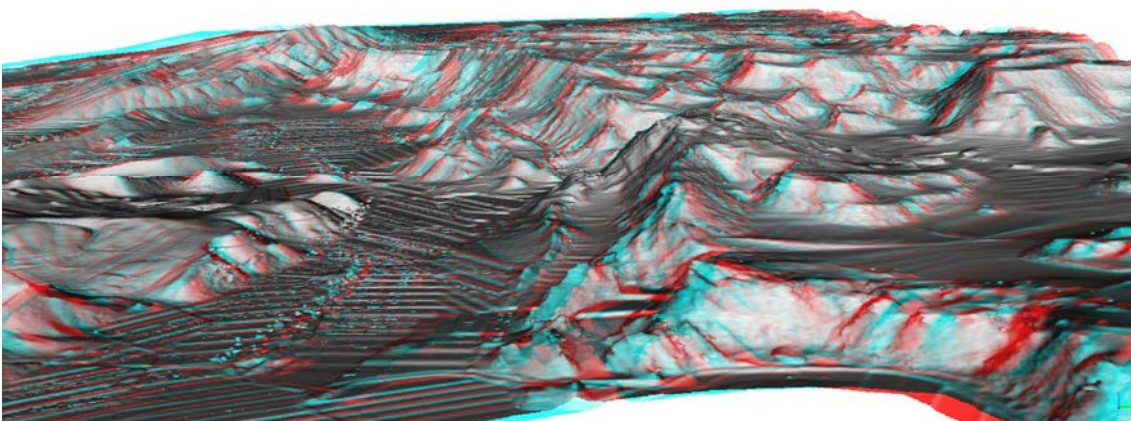


Fig. 4.12. Vista de la discordancia progresiva del flanco N de la estructura de Puig Moreno. La imagen superior corresponde al margen izquierdo (Oeste) del valle del Regallo. La figura inferior es una imagen anaglífica del modelo digital del terreno de la misma área. El abanico de capas es fácilmente identificable en esta última.

Al E de Puig Moreno, entre Maella y los relieves de la sierra de Vizcuerno se extiende una flexión monoclinal vergente hacia el S, de pocos cientos de m de amplitud, y buzamiento máximo de 30°, cuyo eje corresponde aproximadamente a la prolongación hacia el E del eje del anticlinal de Puig Moreno. En el margen derecho del valle del Guadalupe, dicha flexión se atenúa hacia el W bajo los relieves de la Sierra de Vizcuerno, de manera que no afecta a los materiales superiores de la Formación Caspe en este sector.

Al N la flexión Puig Moreno – Maella, aproximadamente hasta el paralelo de Nonaspe, aparece una serie de pliegues muy tenues, el más pronunciado de los cuales es el anticlinal de Miraflores. Dicho anticlinal es simétrico, de eje WNW-SSE y buzamientos máximos de 11°. En el núcleo de este anticlinal, en el margen derecho del Guadalupe aparece un afloramiento de pocas decenas de m² de extensión atribuido al Mesozoico (Lías inferior) por Baquer *et al.* (1998). Este conjunto de pliegues suaves, así como la flexión Puig Moreno – Maella han sido interpretados en trabajos anteriores (Baquer *et al.* 1998; Mediato *et al.* 2017) como la expresión en superficie de una estructura de tipo *push-up*, (Mediato *et al.* 2017) la cual afecta el basamento Paleozoico y los materiales de cobertera del Triásico y base del Terciario. El espesor total del Terciario en el núcleo de esta estructura es de unos 277 m, según datos del sondeo Caspe-1, si bien dicho espesor puede ser considerablemente inferior, tal como se pondría de manifiesto en el anticlinal de Miraflores.

Mediato *et al.* (2017) interpretan esta estructura como el resultado de una zona transpresiva relacionada con una falla en dirección senestra. Dado el posible componente transpresivo sinistral observado en la estructura de Puig Moreno, puede inferirse una continuidad entre dicha estructura y la estructura de *push-up* descrita (Mediato *et al.* 2017),

4.2.2. Estructuras del margen S

El margen S de la zona estudiada corresponde al cinturón de cabalgamientos de Portalrubio - Vandellós (Guimerà 1988) (Figs. 4.7, 4.9). Dicho cinturón forma el límite N de la Zona de Enlace entre la Cordillera Ibérica y la Cordillera Costera Catalana. Dichos cabalgamientos afectan a la cobertera mesozoica, tienen una orientación aproximadamente E-W y son vergentes hacia el N (Guimerà, 1988). Los niveles de despegue se sitúan en el Keuper y en el Muschelkalk medio. El acortamiento es de orden kilométrico, de hasta 7 Km en alguno de los cabalgamientos (Guimerà, 1988).

La discordancia basal del Cenozoico se situaría entre las cotas -700 y -1000 en el bloque inferior de los cabalgamientos más externos, ya en el dominio de la Cuenca del Ebro según datos de IGME-Gessal (2010). Dicha posición ha sido determinada mediante perfiles sísmicos. Dicha discordancia forma una superficie inclinada hacia el S, llegando a aflorar en superficie en el área de Puig Moreno, y situándose en cotas próximas a 0 m.s.n.m. en el *push-up* de la zona de Maella – Nonaspe citado en el apartado anterior, según datos de los sondeos de Caspe y Caspe Estratigráfico, y de Mediato *et al.* (2017).

Las cubetas terciarias de la Zona de Enlace (Fig. 4.13) se sitúan en los sinclinales asociados a los cabalgamientos. Las unidades estratigráfica sin- y tardi/postcompresivas (Anadón *et al.* 1986; Guimerà 1988) de dichas cubetas (sección 3.1.6) se presentan parte

involucradas en las estructuras, y en parte fosilizándolas. Los materiales de la unidad tardi/postcompresiva, asimilada por González *et al.* (1998) a la UTS T5 fosilizan el flanco S del anticlinal de Mirambell (González *et al.*, 1989) y se encuentran plegados por el cabalgamiento de La Ginebrosa, el cual es el más externo y afecta también a los conglomerados UTS T4 (González *et al.*, 1994; González y Guimerà, 1997). Dado que esta estructura afecta el miembro más inferior de los Conglomerados de Tastavins (miembro Ráfales), desarrollando en ellos una discordancia progresiva, podemos atribuirle una edad al menos Rupeliense superior - Catiense inferior (cronos C9n – C8r, sección 3.3.2.2).

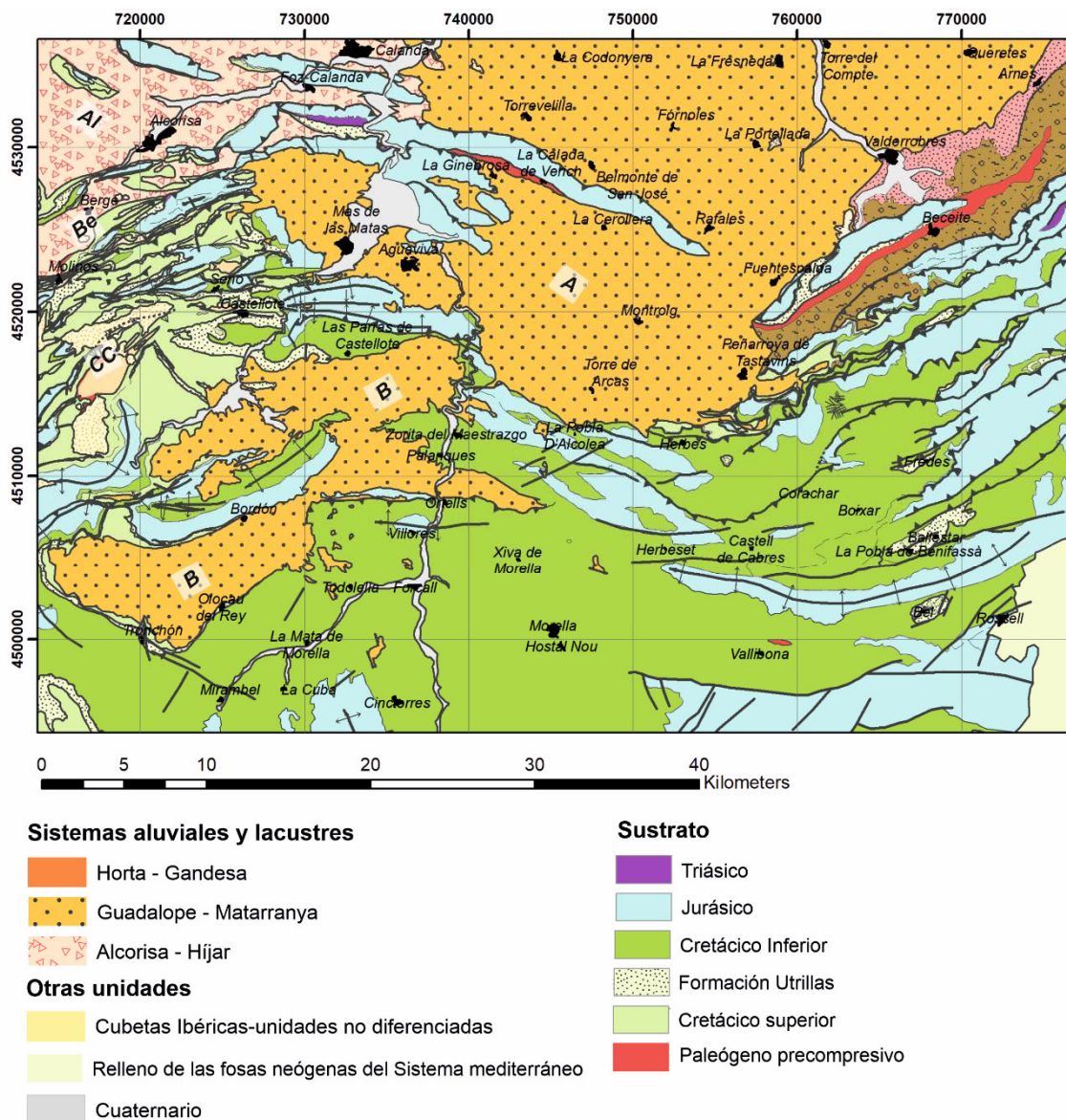


Fig. 4.13. Detalle de las estructuras del margen S. Notar la posición de las cubetas terciarias en la parte W del cinturón de cabalgamientos de Portlucubio-Vandellós. Dichas cubetas se sitúan en sinclinales. A: Aiguaviva, B: Bordón, CC: Cuevas de Cañart, Be: Berge, Al: Alloza.

4.2.3. Estructuras de las zonas de baja deformación

Fuera de las zonas de deformación intensa del margen S y de la estructura de Puig Moreno, la estructura se caracteriza por buzamientos muy suaves, en general inferiores a 2°. A grandes rasgos, se observan las siguientes estructuras, de S a N:

- Entre el margen S y el eje Puig Moreno – Maella los buzamientos son prácticamente horizontales o ligeramente orientados hacia el S. Únicamente en las áreas más próximas a las estructuras del margen S, los materiales proximales del Sistema del Guadalope – Matarranya correspondientes a los Conglomerados de Tastavins y sus equivalentes laterales están afectados por las estructuras, presentando buzamientos de entre 30 y 60° orientados al NW. Como en el caso de la estructura de Puig Moreno, se pueden observar discordancias progresivas, en general formando pliegues de corto radio, atenuándose en pocos Km al N.
- Entre el citado eje y el valle del Ebro los buzamientos varían entre 2° hacia el N y la horizontalidad, más acusados cuanto más próximos al eje Puig Moreno -Maella. Esta área se caracteriza por la presencia de una estructura de capas de crecimiento muy laxa, correspondiendo a la prolongación hacia el N de la discordancia progresiva del flanco N de la estructura de Puig Moreno citada en el apartado anterior. Al E de Caspe, al N de este eje y hasta el meridiano de Maella, aproximadamente, aparece una serie de pliegues suaves, de orientación WNW-ESE que se interpretan como la expresión en superficie del *push-up* descrito en el apartado 4.2.1.
- Al N del Ebro los buzamientos son prácticamente horizontales o muestran un buzamiento muy ligero hacia el N.

A lo largo de este apartado describiremos en detalle estas estructuras.

4.2.3.1. Técnicas de reconstrucción de la estructura.

La reconstrucción de estas estructuras ha enfrentado a dos dificultades:

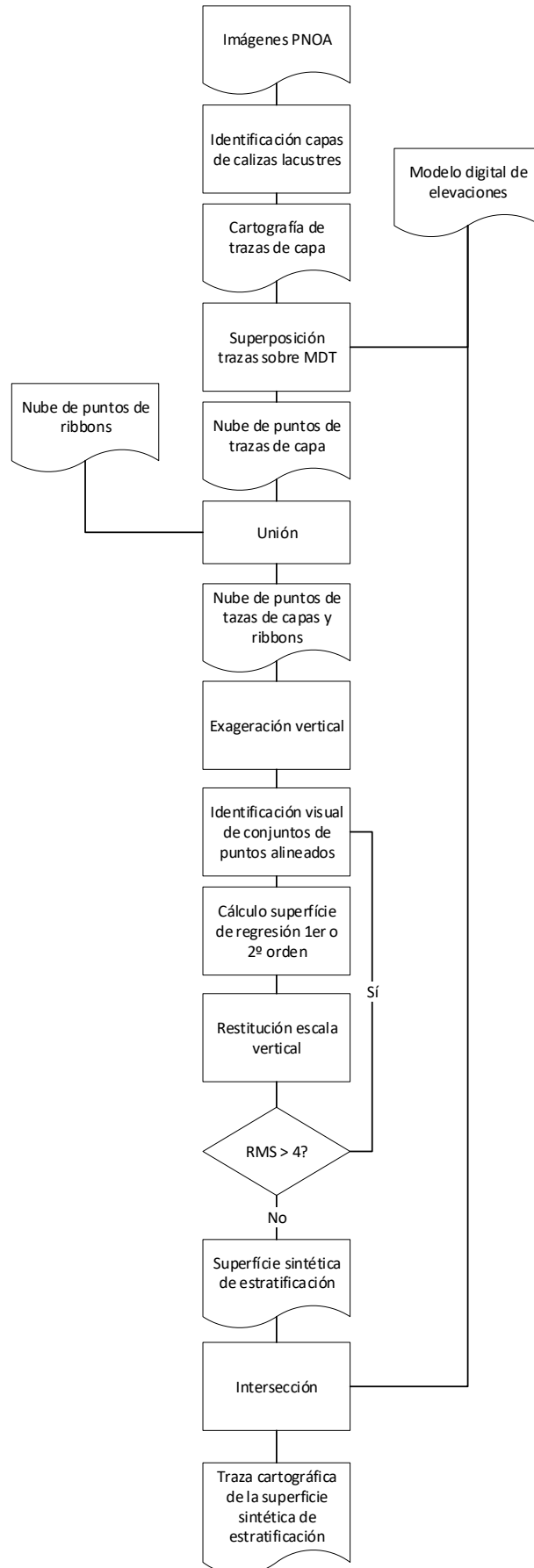
- Por un lado, se trata de estructuras de gran radio y muy poca intensidad, con bajos valores de buzamiento, siendo la mayoría cercanos a la horizontalidad. Estos valores de buzamiento, en general inferiores a 2°, no son medibles directamente en campo, con brújula y clinómetro ya que quedan por debajo del margen de precisión de estos instrumentos. Dada la extensión del afloramiento, pequeñas variaciones de buzamiento dan lugar a variaciones de espesor de decenas a centenares de m. Por tanto, es necesario aplicar métodos que permitan medir los buzamientos con una precisión del orden de las décimas de grado,
- Por otro, la suavidad del relieve, con pendientes poco acusadas excepto en las vertientes más escarpadas del Ebro y del Guadalope, dificulta el trazado de niveles fotogeológicos tal como se haría siguiendo métodos tradicionales.

Estas dificultades se pueden superar, hasta cierto punto, combinando dos técnicas:

- Exagerando fuertemente el relieve se facilita la visualización de las estructuras.
- Analizando geométricamente nubes de puntos generadas a partir de líneas de capa, superficies estructurales y *ribbons*.

Para generar las nubes de puntos se localizan las superficies estructurales y los *ribbons* sobre el modelo digital de elevaciones de 2 m de luz de malla, exagerando el relieve a fin de resaltar las estructuras. El análisis estructural se ha realizado sobre modelos con exageración vertical fuerte (entre 4 y 10), y restituyendo posteriormente la escala vertical. Dado que los *ribbons* afloran mayoritariamente al N de la estructura de Puig Moreno – Maella, la metodología descrita, así como los resultados obtenidos se aplican específicamente al área comprendida entre dicha estructura y el río Ebro. Entre dicha estructura y el margen S, la determinación de la estructura se basa exclusivamente en la medida de buzamientos sobre líneas de capa obtenidos por análisis de los modelos digitales del terreno. Se ha aplicado el siguiente flujo de trabajo (Gráf. 4.4):

- Determinación de la estructura a partir de superficies de capas de calizas lacustres:
 - Cartografiar las superficies estructurales de calizas lacustres sobre las ortoimágenes PNOA del IGN.
 - Proyectar las trazas de las superficies estructurales de calizas lacustres sobre el modelo digital de elevaciones de 2 m de luz de malla.
 - A partir de las trazas obtenidas en el punto anterior, se obtiene una nube de puntos que representa la disposición tridimensional de las superficies de capas de calizas lacustres.
- Generación de una nube de puntos a partir de la unión de las nubes correspondientes a calizas lacustres y a *ribbons* (ésta última corresponde a la obtenida en el apartado 4.1.1.)
- Se multiplica por 10 el valor de Z de la nube de puntos a fin de facilitar la visualización de estructuras.
- Identificación visual de superficies de estratificación mayores formadas por las trazas de puntos de calizas lacustres y de *ribbons*.
- Cada conjunto de puntos alineado sobre una superficie se separa del resto de la nube de puntos y se calcula la superficie de regresión, de 1er o 2º grado. Se descartan superficies con valores de error RMS superior a 4 m una vez eliminada la exageración vertical. Teniendo en cuenta que la extensión de estas superficies varía entre 3 y 11 Km, dicho valor máximo del error RMS implica un margen de error del buzamiento entre 0.04º y 01º, el cual hemos considerado suficiente para obtener una aproximación de una cierta calidad a la estructura real. Para cada superficie se calcula el valor de buzamiento exagerado y se restituye al valor real. Esta aproximación permite el cálculo preciso de las direcciones de buzamiento, ya que el cálculo sobre superficies sin exageración vertical produce valores imprecisos de las direcciones y, por otra parte, la exageración vertical no afecta las direcciones de buzamiento.
- Reconstrucción de la estructura a partir del mapa de buzamientos y de las trazas de las intersecciones de las superficies de regresión con la superficie topográfica.



Gráf. 4.4. Diagrama de flujo del proceso de reconstrucción de la estructura a partir de la nube de puntos de ribbons y trazas de capa.

4.2.3.2. Resultados

Al exagerar fuertemente (x10) la escala vertical de la superficie topográfica puede observarse que está estructurada en cuestras, con reversos a favor de niveles de condensación vertical de *ribbons* (ocasionalmente también a favor de capas de calizas lacustres) y frentes formados a favor de intervalos estratigráficos predominantemente pelíticos, con menor concentración de dichos litosomas (Figs. 4.14).

Esta morfología de la superficie topográfica revela una estratificación a gran escala (Figs. 4.14, 4.15). La distancia estratigráfica entre superficies de estratificación tiene un valor medio de unos 10 m, con un máximo de unos 25 m. A su vez, dicha estratificación permite el reconocimiento de las estructuras de las zonas de baja deformación. Así, las estructuras que se pueden reconocer mediante este método son, de S a N:

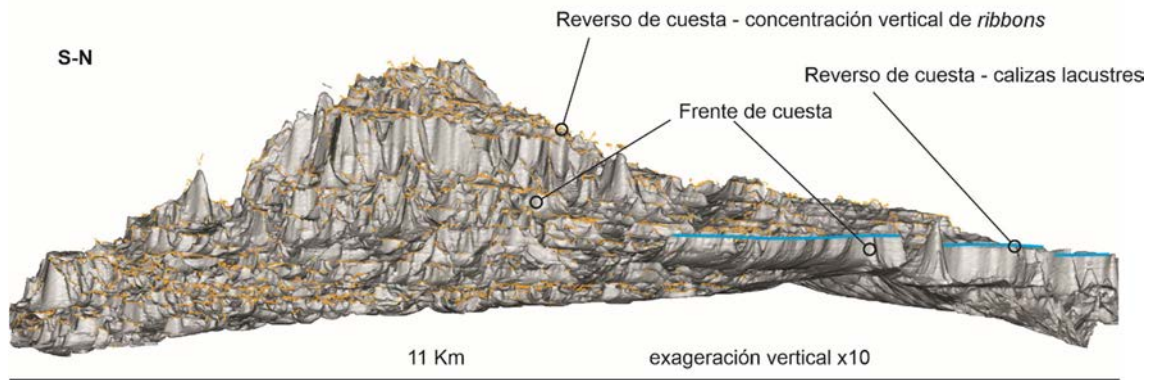


Fig. 4.14. La morfología del paisaje en cuestras y reversos de cuesta queda puesta de manifiesto al exagerar fuertemente la escala vertical.

- Un anticlinal de eje aproximadamente E – W y ligeramente vergente al N, con buzamientos próximos a 2° hacia el N en el flanco N y buzamientos del orden de 0.5° - 1° en el flanco S. Este anticlinal corresponde aproximadamente a la prolongación hacia el E de la estructura de Puig Moreno y se sitúa en los relieves de la Sierra de Vizcuerno. Nos referiremos a dicha estructura como anticlinal de Vizcuerno (Figs. 4.16, 4.17).
- Una discordancia progresiva (Figs. 4.16, 4.17, 4.18) más marcada en el flanco N del anticlinal anterior.
- Un sinclinal de eje aproximadamente WSW-ENE al S de la localidad de Caspe. Nos referiremos a éste como sinclinal de Caspe (Fig. 4.17).

Especialmente relevante es la discordancia progresiva anteriormente aludida. Esta estructura pone de manifiesto que la estratificación tiende a condensarse hacia los niveles superiores del anticlinal de Vizcuerno. De esta manera, puede observarse que el empaquetamiento más denso de *ribbons* indicado por González (1989) en la Sierra de Vizcuerno se debe a la amalgamación de capas.

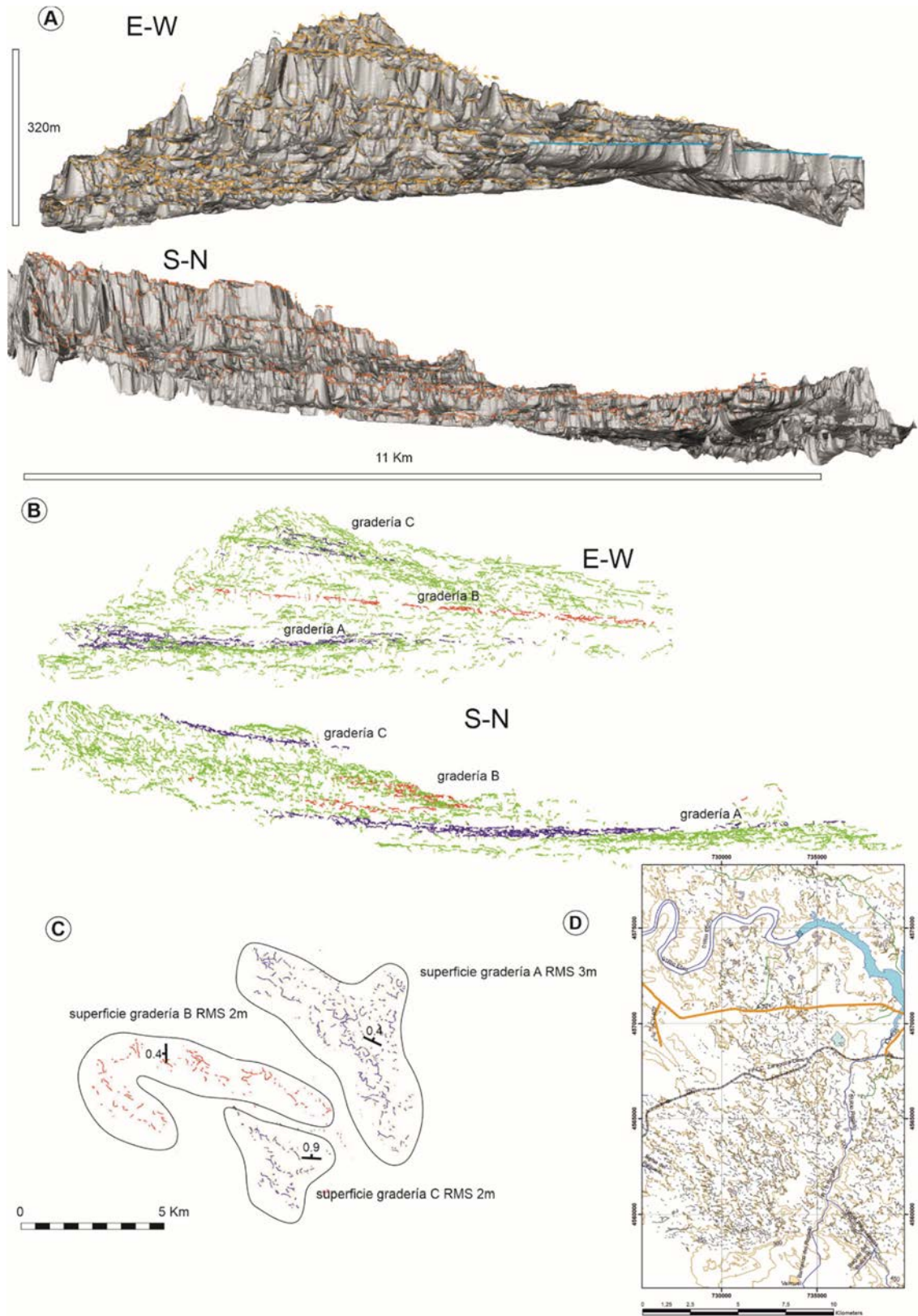


Fig. 4.15. Explicación en la página siguiente.

Complementariamente al análisis de la superficie topográfica que hemos desarrollado hasta ahora, el análisis de la nube de puntos formada por los *ribbons* y las capas de calizas, permite comprobar que aquéllos no están distribuidos aleatoriamente, sino que tienden a agruparse a lo largo de horizontes, de hasta 11 Km aproximadamente de extensión lateral. En el resto de esta memoria utilizaremos el término graderías para referirnos a estos horizontes. Las graderías están formadas por la superposición de conjuntos de paleocanales cuya separación estratigráfica es pequeña, del orden métrico, en relación con la extensión areal total de los horizontes (orden kilométrico). Dependiendo de la forma de la superficie topográfica, estos horizontes pueden ser trazados con mayor o menor dificultad.

Las graderías forman superficies de estratificación de extensión kilométrica, de hasta 11 Km aproximadamente N-S y unos 7 Km E-W. Seleccionando superficies sintéticas que pueden ser trazadas extensivamente y que están distribuidas a lo largo de todo el espesor aflorante, se puede reconstruir con un cierto detalle la estructura tectónica (Figs. 4.19, 4.20). Por una parte, estas superficies permiten la determinación y cartografía de buzamientos con un alto grado de precisión. Por otra, la intersección de la superficie topográfica con estas superficies sintéticas permite una aproximación a la cartografía de niveles estratigráficos. Así, en el mapa de la Fig. 4.19 se representan las líneas de intersección de la superficie topográfica con dichas superficies. La Fig 4.20 representa vistas en perspectiva de la estructura reconstruida siguiendo la metodología descrita. En ella puede verse que el eje del sinclinal de Caspe tiene un ligero buzamiento hacia el WSW, de manera que la serie es progresivamente más alta de WNW a ESE.

Fig. 4.15. (página anterior) A) Superficie topográfica del área representada en D), exageración vertical $\times 10$. Notar que la fuerte exageración vertical permite observar que la superficie topográfica es escalonada, organizada en reversos de cuesta formados por niveles de condensación de *ribbons* (graderías), y taludes, más inclinados, formados a favor de intervalos más pelíticos, con menor concentración de *ribbons*. B) Proyección vertical de los *ribbons* contenidos en la zona indicada en D); los *ribbons* se representan como puntos coloreados; notar que los *ribbons* se distribuyen a lo largo de superficies con diferentes direcciones y buzamientos, estas diferencias de buzamiento de estos niveles se atribuyen al desarrollo sinsedimentario del anticlinal de Puig Moreno. C) Vista en planta de las graderías resaltadas en B); notar que pequeñas diferencias en buzamiento resultan en grandes diferencias en dirección; el valor RMS corresponde al error medio cuadrático, el cual indica la distancia promedio entre las superficies sintéticas de estratificación y la posición de los *ribbons*, estas diferencias son del orden de 2-3 m, mientras que la extensión lateral de estas superficies es kilométrica. Aparte del error de ajuste que expresa el valor RMS, consideramos que también se debe a que las graderías están formadas por la superposición de diferentes conjuntos de paleocanales cuya distancia vertical es del orden del error RMS.

4. Estructura.

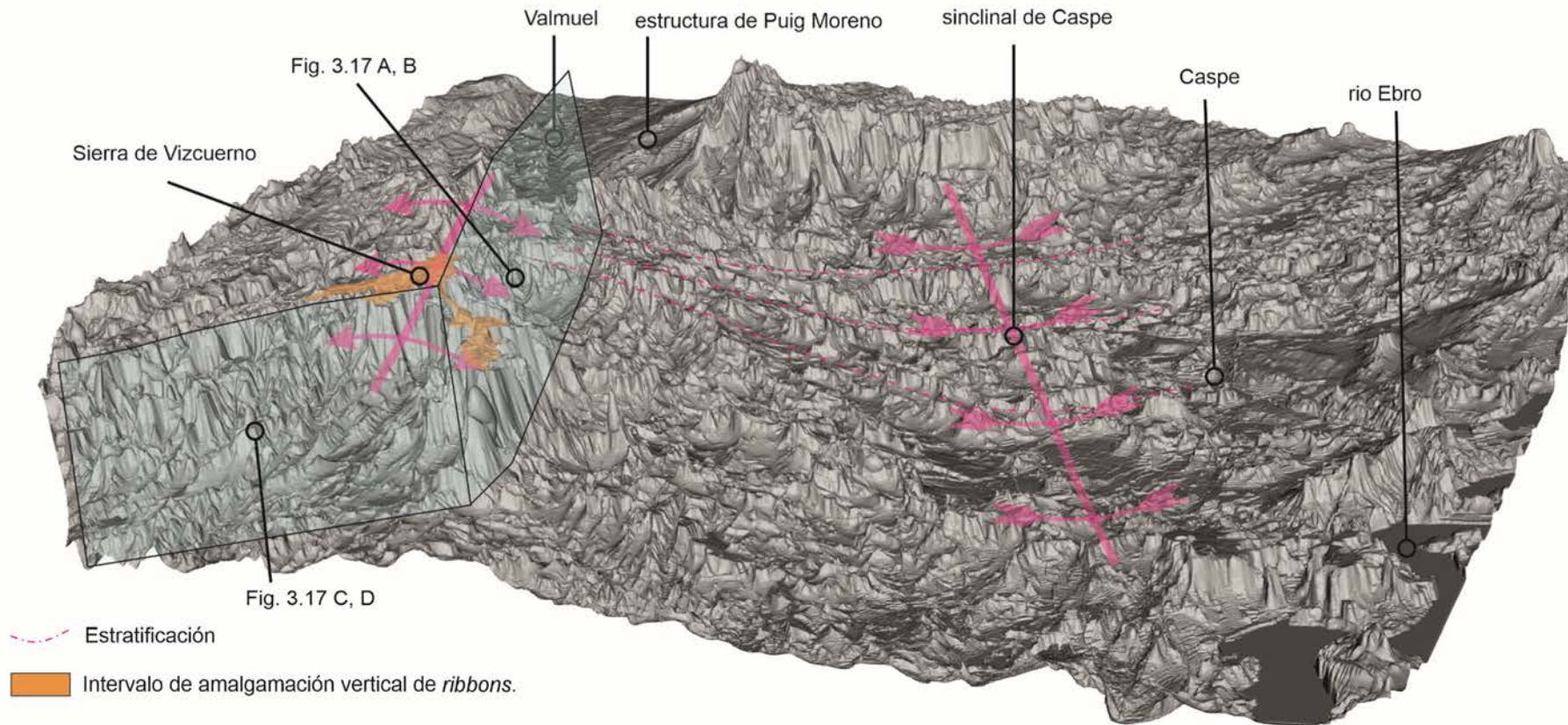


Fig. 4.16. Modelo digital de elevaciones del área comprendida entre el río Ebro y la Sierra de Vizcuerno, vista oblicua desde el E. Norte hacia la derecha de la imagen. El factor de exageración vertical es $\times 10$. La mayor amalgamación de los litosomas de arenisca observada en el nivel marcado en color naranja corresponde a la condensación de las series, observable en el abanico de capas en el flanco N del anticlinal. Hacia el N se desarrolla el sinclinal de Caspe, de eje ESE-WNW.

4. Estructura.

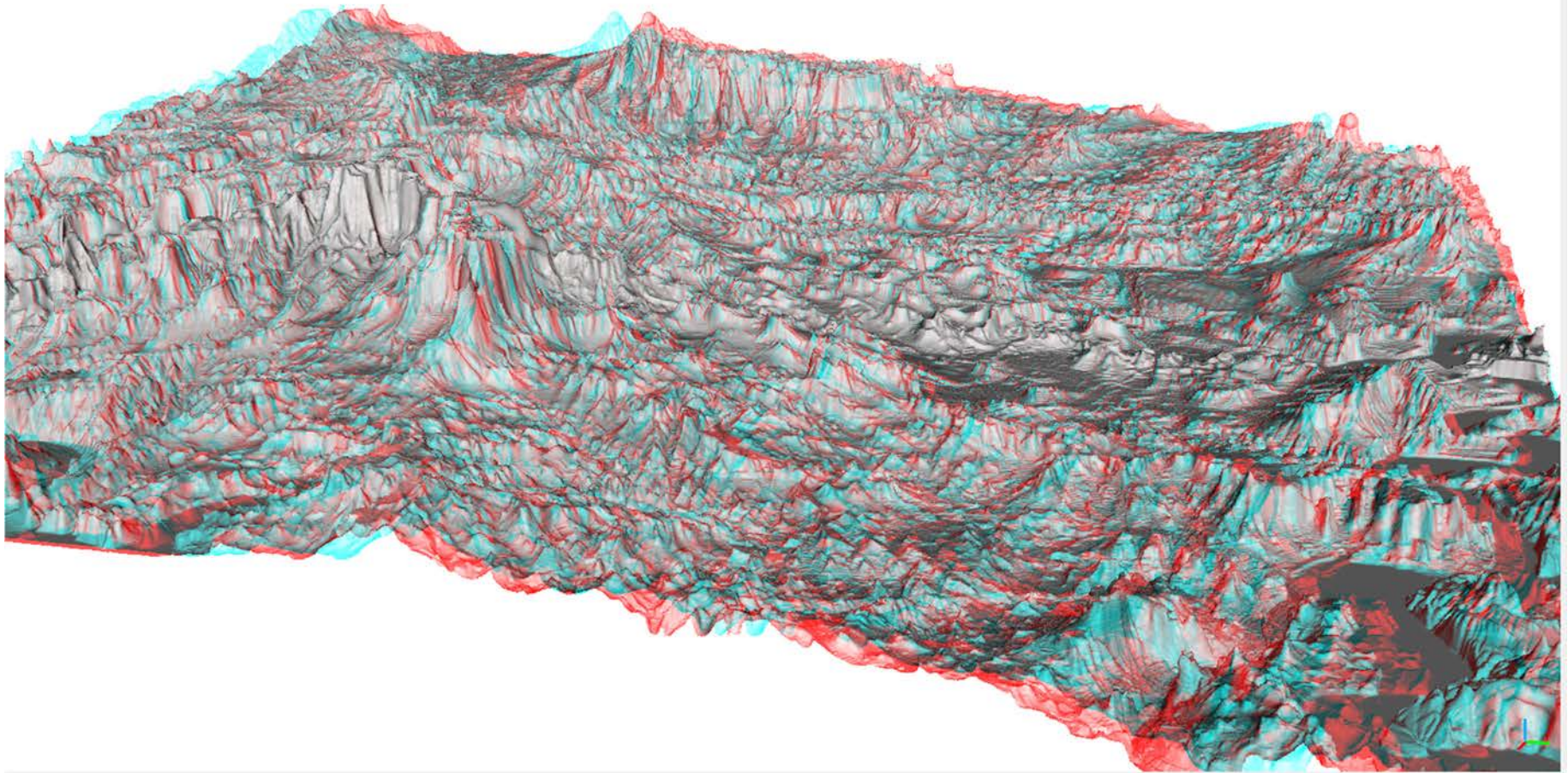


Fig. 4.17. Imagen anaglífica correspondiente a la figura anterior

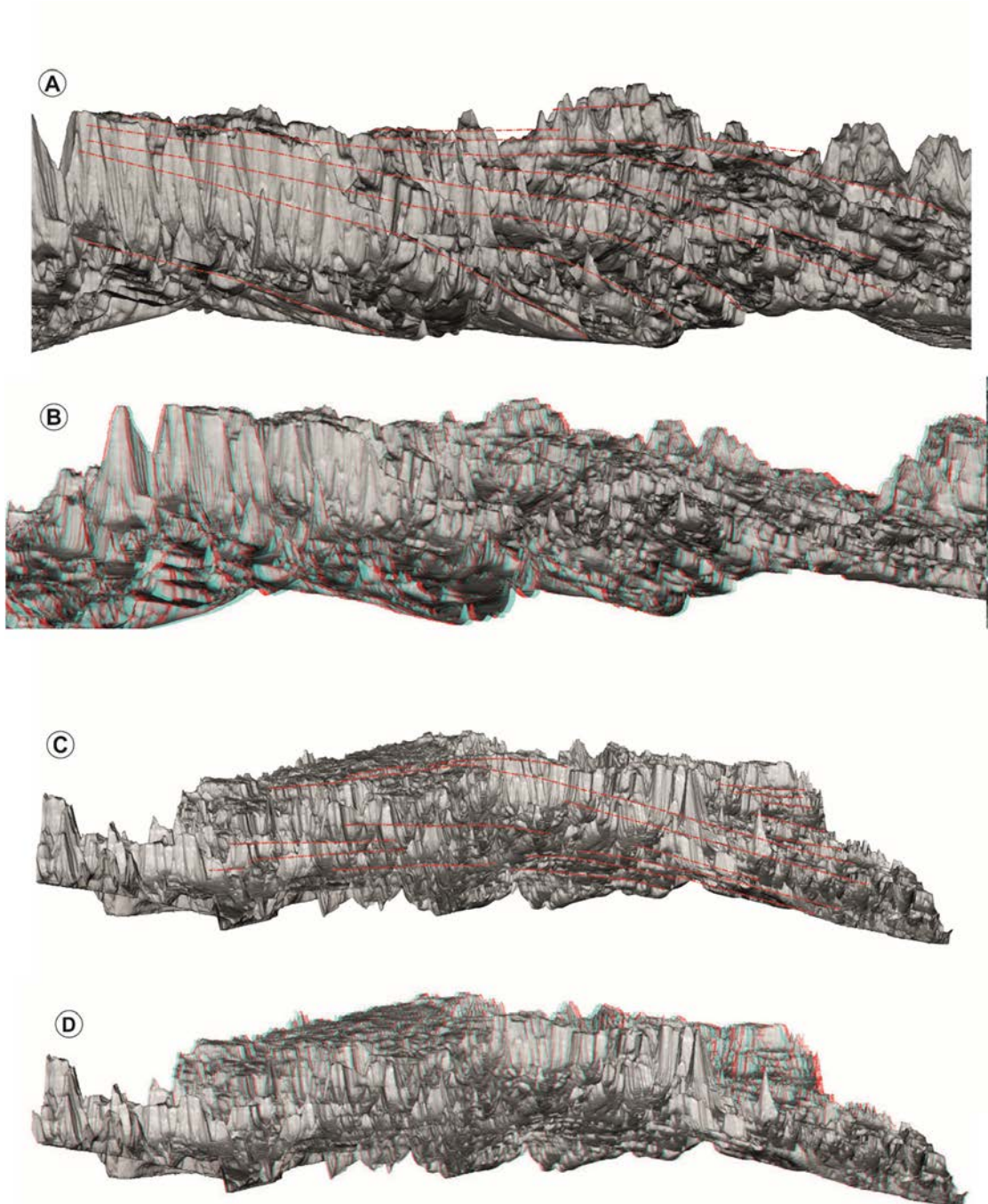
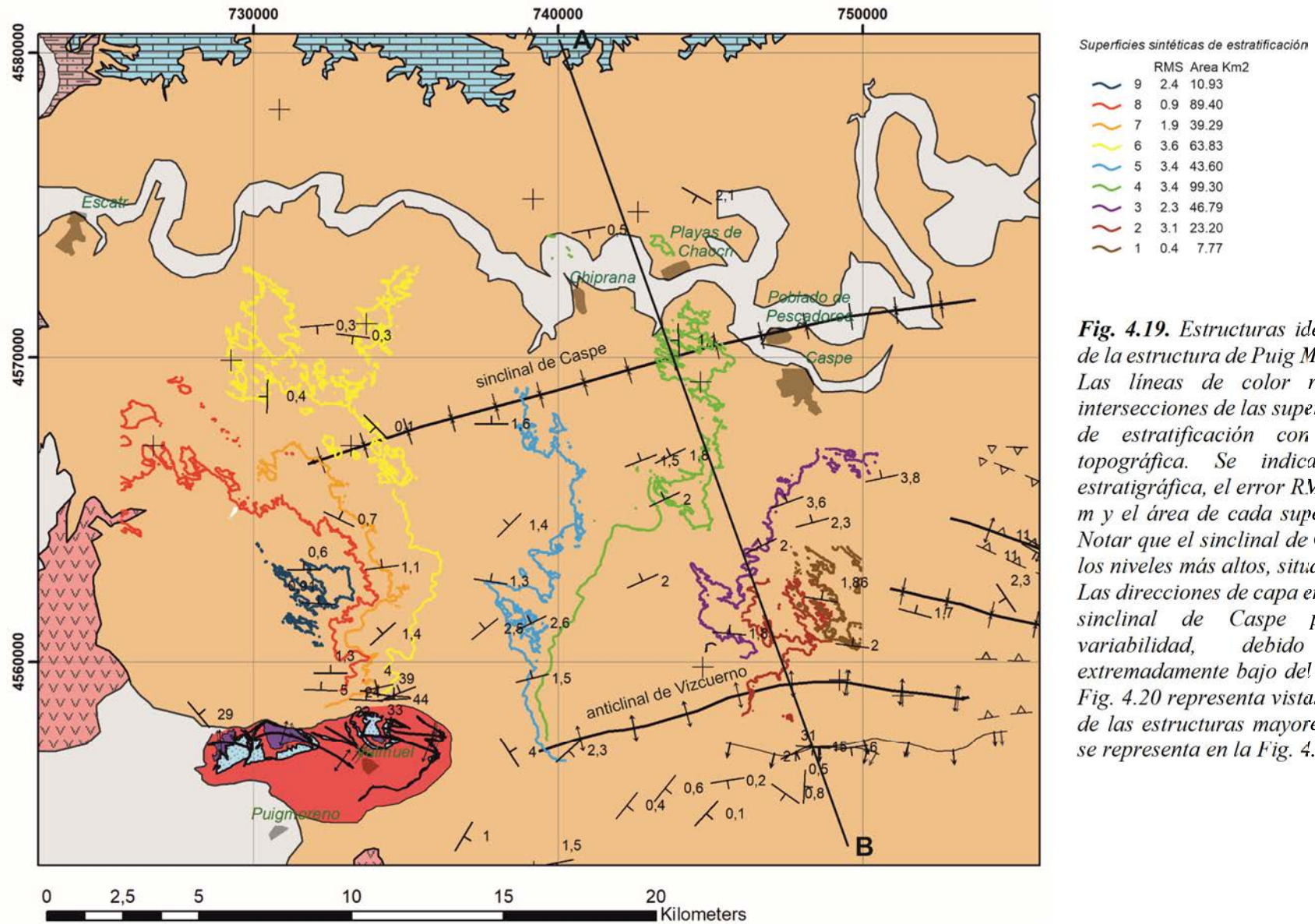


Fig. 4.18. A) Detalle de la discordancia progresiva desarrollada en el flanco N del anticlinal de Vizcuerno; B) Imagen anaglífica correspondiente a A); C) Vista ortogonal a la estructura del anticlinal de Vizcuerno; D) Imagen anaglífica correspondiente a C). Exageración vertical x10.

4. Estructura.



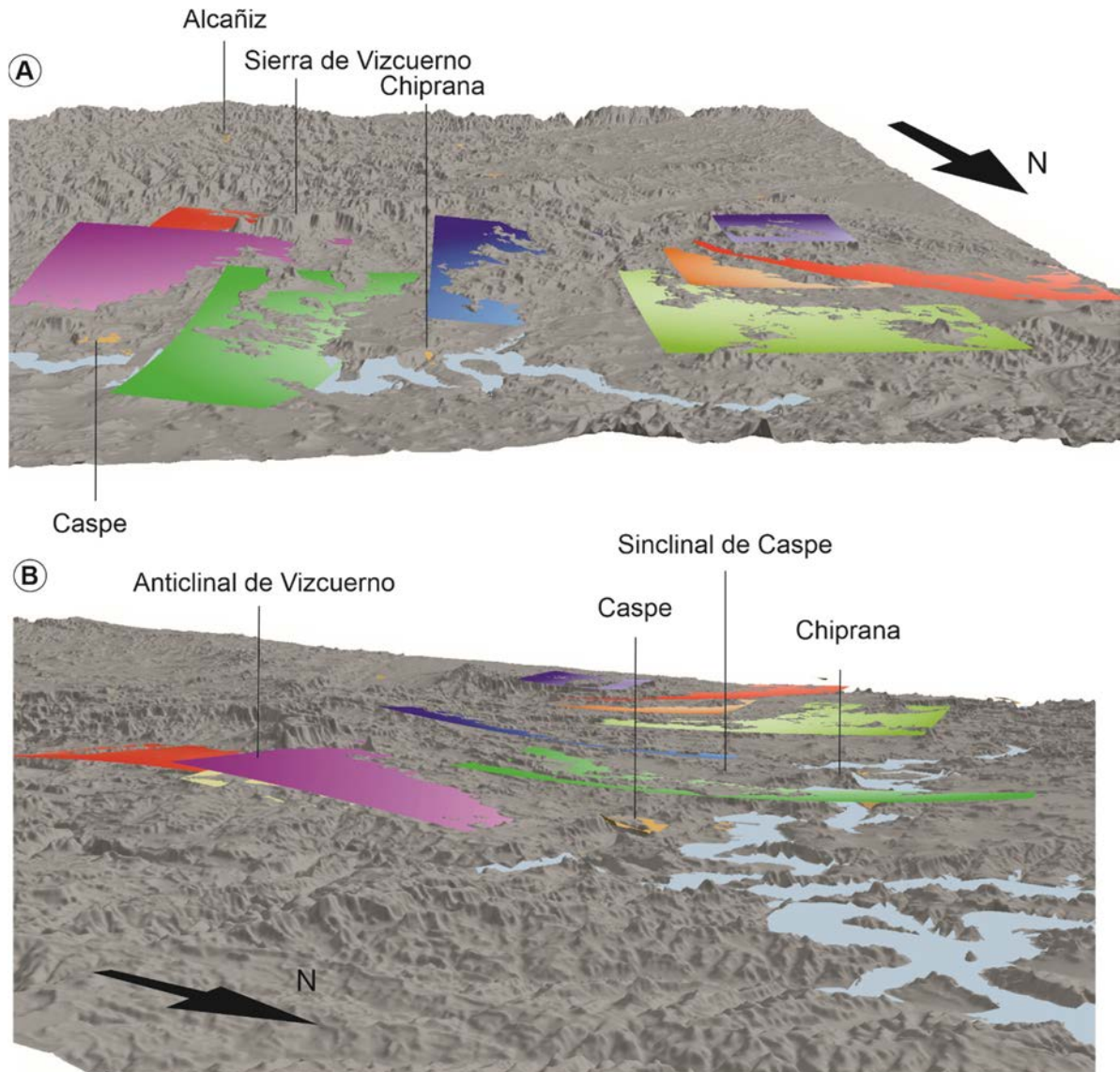


Fig. 4.20. Vistas en perspectiva. Las superficies de color corresponden a las superficies de estratificación sintéticas representadas en la Fig. 4.19. A) Perspectiva E-W, vista desde el N. B) Perspectiva S-N vista desde el E. Exageración vertical x10.

4.3. La estructura del basamento del sistema del Guadalope- Matarranya en la cuenca del Ebro. Mapas de isobatas e isopacas.

Tal como indicamos al principio de este capítulo, uno de los objetivos de este capítulo es proporcionar una base para la estimación del volumen sedimentado por el Sistema del Guadalope – Matarranya en la cuenca del Ebro. La volumetría obtenida será un dato fundamental para el análisis de la ruta sedimentaria.

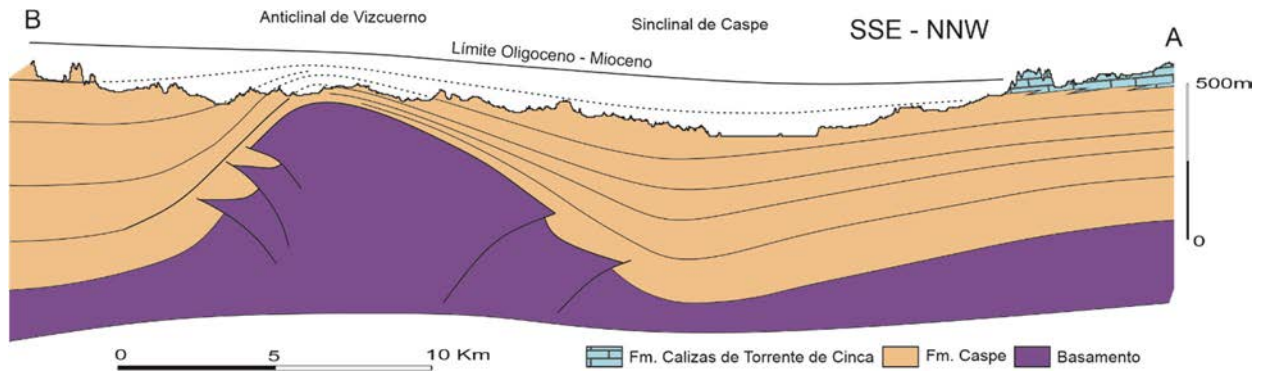


Fig. 4.21. Corte A-B de la Fig. 4.19. La escala vertical está fuertemente exagerada ($\times 10$) a fin de facilitar la visualización de las estructuras. Notar el abanico de capas que se forma en el flanco N del anticlinal de Vizcuerno – flanco S del sinclinal de Caspe. Estas estructuras se interpretan como relacionadas con el crecimiento sinsedimentario de la estructura de Puig Moreno – Maella. La posición del límite Oligoceno – Mioceno se interpreta en base a la proyección de dicho límite en las series de Valcuerna, dentro de la Formación Calizas de Torrente de Cinca y de Puig Moreno.

La estructura del basamento del Sistema del Guadalupe – Matarranya ha resultado de la integración de los datos de:

- Los sondeos petroleros Ebro-1, Gelsa-1, Bujaraloz-1, Caspe , Caspe Estratigráfico, Fraga y Candasnos (Martínez Abad y Querol Muller, 1990; CIEMAT, 2008), estos dos últimos fuera de la zona de estudio .
- Los sondeos hidrogeológicos de Mazaleón, Fresneda-2 y Ráfales. Aunque estos sondeos no alcanzan la base del Cenozoico, se ha considerado la profundidad de dicha base proyectada en los cortes de IGME y Gessal (2010).
- Los cortes estructurales presentados en las tesis doctorales de Guimerà (1988) y Nebot Miralles (2016), en los informes IGME-Gessal (2010b, a; c; d), el estudio de Jones *et al.* (2004) y esta memoria.
- Cotas topográficas de los afloramientos de la base aflorante del Sistema del Guadalupe – Matarranya en la estructura de Puig Moreno y en el margen catalánide.

Los mapas de isobatas (Figs. 4.22, 4.23, 4.24) se han generado mediante una función *spline*, la cual presenta las ventajas de generar una superficie regular a partir de conjuntos de datos reducidos, cuya curvatura es suave y de respetar los valores medidos en los puntos de control. Este tipo de funciones se ha utilizado ampliamente como método de interpolación en estudios geológicos y geofísicos (Davis 2002).

Los mapas de isopacas (Figs. 4.25, 4.26) se han elaborado tomando como techo de referencia la superficie del límite Oligoceno – Mioceno. Dicho límite se ha situado dentro de la formación de Calizas de Torrente de Cinca (ver 3.3.1), la cual corresponde a una expansión lacustre que marcaría el final del Sistema del Guadalupe – Matarranya (Cabrera 1983). Dado el carácter transicional de los contactos entre las unidades del Sistema del Guadalupe – Matarranya y de los sistemas adyacentes, asumimos un cierto nivel de incertidumbre.

Tanto la interpolación mediante *splines* como los cálculos de volúmenes y delineación de isobatas e isopacas se han realizado mediante el programa ArcMap 10.8.

4.3.1. Mapa de isobatas de la base del Cenozoico.

El mapa de isobatas de la base del Cenozoico (Fig. 4.22) presenta un alto estructural orientado aproximadamente de WSW a ENE correspondiente a la estructura de Puig Moreno y su prolongación hacia el ENE en el *push-up* identificado en subsuelo en el sector de Caspe-Maella por Mediato *et al.* (2017). La base del Cenozoico alcanza la cota 0 en el sondeo de Caspe y la cota 300 en el sondeo Caspe Estratigráfico, muy cercana a la superficie topográfica. En la estructura de Puig Moreno la base del Cenozoico aflora en contacto con el zócalo Estefaniense.

Al N y S de este alto estructural, aparecen dos depocentros: uno, inmediatamente al N de la estructura de Puig Moreno y de reducidas dimensiones, y otro, más extenso, situado al S, a lo largo del margen SE actual de la cuenca, donde las estructuras frontales de la Zona de Enlace cabalgan sobre las sucesiones de la Cuenca del Ebro. La profundidad de la base del Cenozoico en estos depocentros se ha obtenido a partir de los cortes estructurales indicados al principio de este capítulo.

Asumimos que el depocentro N resultaría de la prolongación en subsuelo de la estructura en abanico de capas identificada en superficie en el flanco N de la estructura de Puig Moreno, estructura supraatenuada y que se intensificaría en subsuelo. Asimismo, asumimos que inmediatamente al N de este depocentro, la profundidad de la base del Cenozoico correspondería a la determinada en el sondeo Ebro-1 (-380 m), el cual es el más próximo a esta estructura.

Las cotas de la base del Cenozoico en el depocentro S se han obtenido a partir de los cortes de IGME-Gessal (2010b). La profundidad máxima es de unos -1000 m en los bloques inferiores de los cabalgamientos.

4.3.2. Mapa de isobatas de la base del Sistema del Guadalope – Matarranya.

La determinación del mapa de isobatas de la base del Sistema del Guadalope – Matarranya en la cuenca del Ebro (Fig. 4.23) presenta la dificultad de que tanto en el caso de los datos de sondeos como en los cortes estructurales de la bibliografía, no se diferencia entre el Paleógeno precompresivo y el sincompresivo a excepción del trabajo de Klimowitz (1992) (véase sección 3.1.1.3). Esto nos obliga a asumir una cierta incertidumbre en su determinación.

Entre el río Ebro y la estructura de Puig Moreno – Maella, de acuerdo con Klimowitz (1992) y nuestros criterios expuestos en la sección 3.1.1.3, el Complejo de Ulldemolins no estaría presente o bien su espesor sería negligible. Por tanto, asumimos que la base del Sistema del Guadalope-Matarranya se sitúa directamente a techo de las Lutitas y Calizas de Puig Moreno, y que al N de la antedicha estructura, todo el espesor del Cenozoico corresponde al Sistema del Guadalope – Matarranya. Hemos tomado las cotas del contacto entre las lutitas de Puig Moreno y la Formación Caspe como referencia de la base del Sistema del Guadalope – Matarranya.

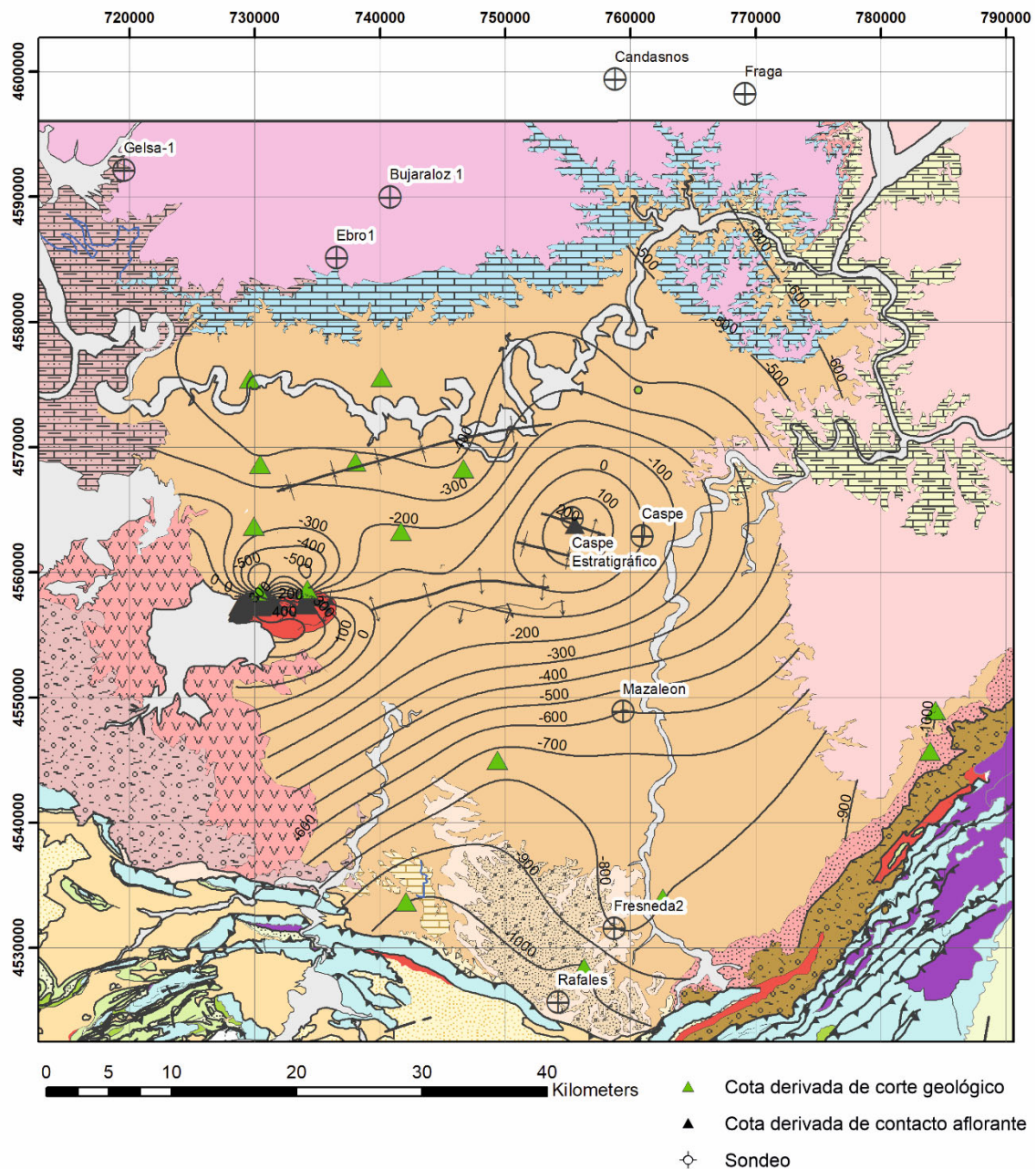


Fig. 4.22. Mapa de isobatas de la base del Cenozoico en la cuenca del Ebro

A lo largo del margen catalánide, el complejo de Ulldemolins tiene un espesor máximo de unos 300 m (Colombo 1980). Asumimos, por tanto, que en el corte de Jones *et al.* (2004) en la transversal de Bot, los 300 primeros metros por encima de la base del Cenozoico corresponderían al Complejo de Ulldemolins. En el resto del margen catalánide, hemos tomado la cota topográfica del contacto entre la Formación Caspe y las unidades del sistema de Horta-Gandesa como la posición de la base del Sistema del Guadalupe – Matarranya. Dado que consideramos que el Complejo de Ulldemolins no aflora en la estructura de Puig Moreno y que está ausente al N de dicha estructura (Klimowitz 1992), asumimos que el espesor determinado en el margen catalánide disminuiría hacia el W y NW. Al S de esta estructura, hemos atribuido el espesor del

Cenozoico en los cortes de IGME y Gessal (2010b) al espesor del Sistema del Guadalope – Matarranya, asumiendo que puede ser una asunción por exceso.

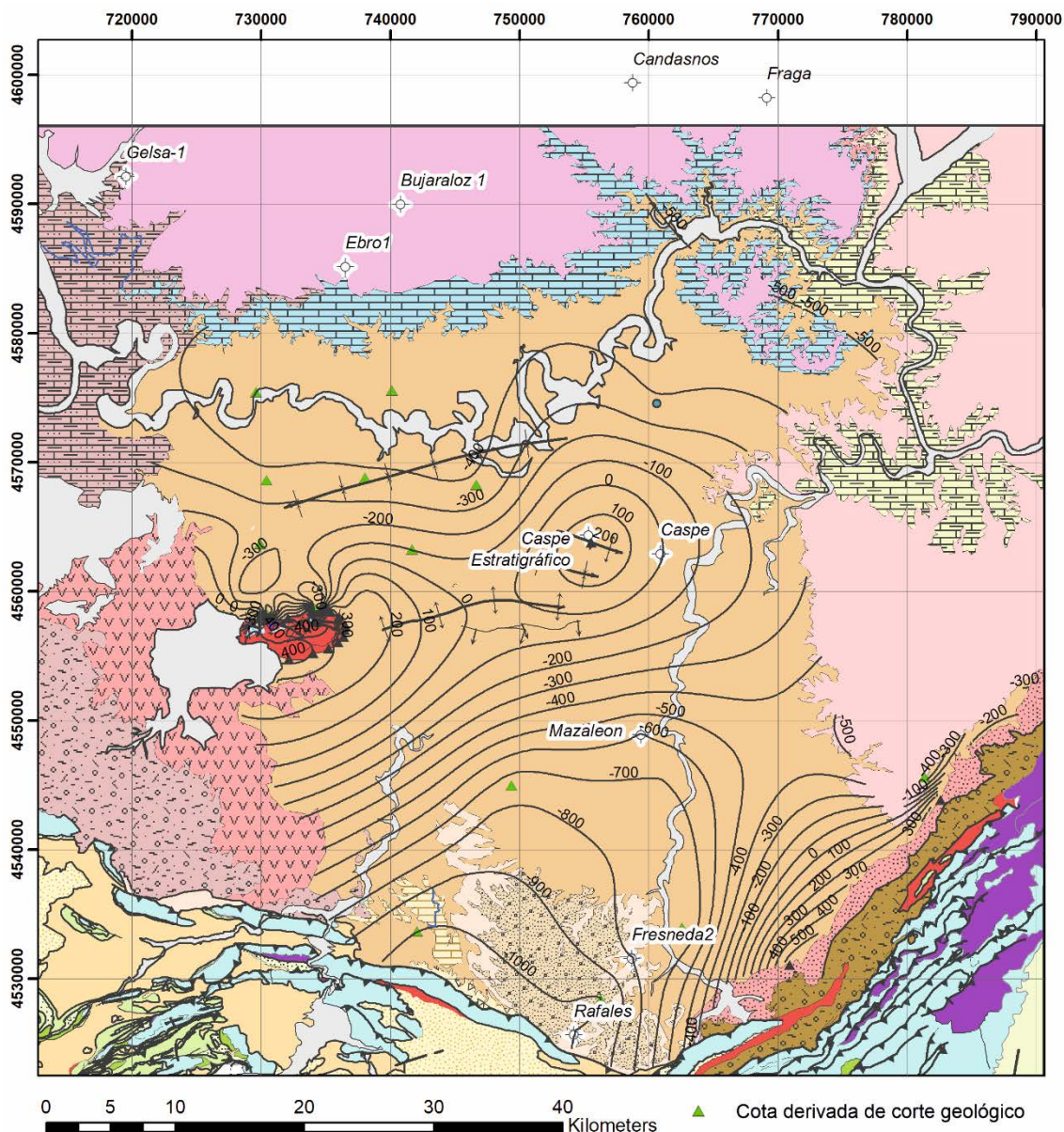


Fig. 4.23. Isobatas de la base del Sistema del Guadalope – Matarranya en la cuenca del Ebro.

4.3.3. Mapa de isobatas del límite Oligoceno – Mioceno.

El mapa de isobatas del límite Oligoceno-Mioceno (Fig. 4.24) ha podido establecerse con una cierta precisión en el valle del Ebro, a partir de las columnas magnetoestratigráficas de Mequinenza (Valero *et al.* 2014), Torrente de Cinca (Barberà 1999) y Valcuerna (Gomis Coll *et al.* 1997) y de la columna magnetoestratigráfica de Puig Moreno. Ésta última ha permitido determinar dicho límite en el margen izquierdo del Regallo, ya que coincide con la superficie estratigráfica sintética 7 (Fig. 4.19), la cual

es trazable desde el N de Valmuel hasta el Ebro, pasando por debajo de las Calizas de Escatrón. Dado el buzamiento axial del sinclinal de Caspe, las series de la Sierra de Vizcuerno pertenecerían a la parte alta del Oligoceno.

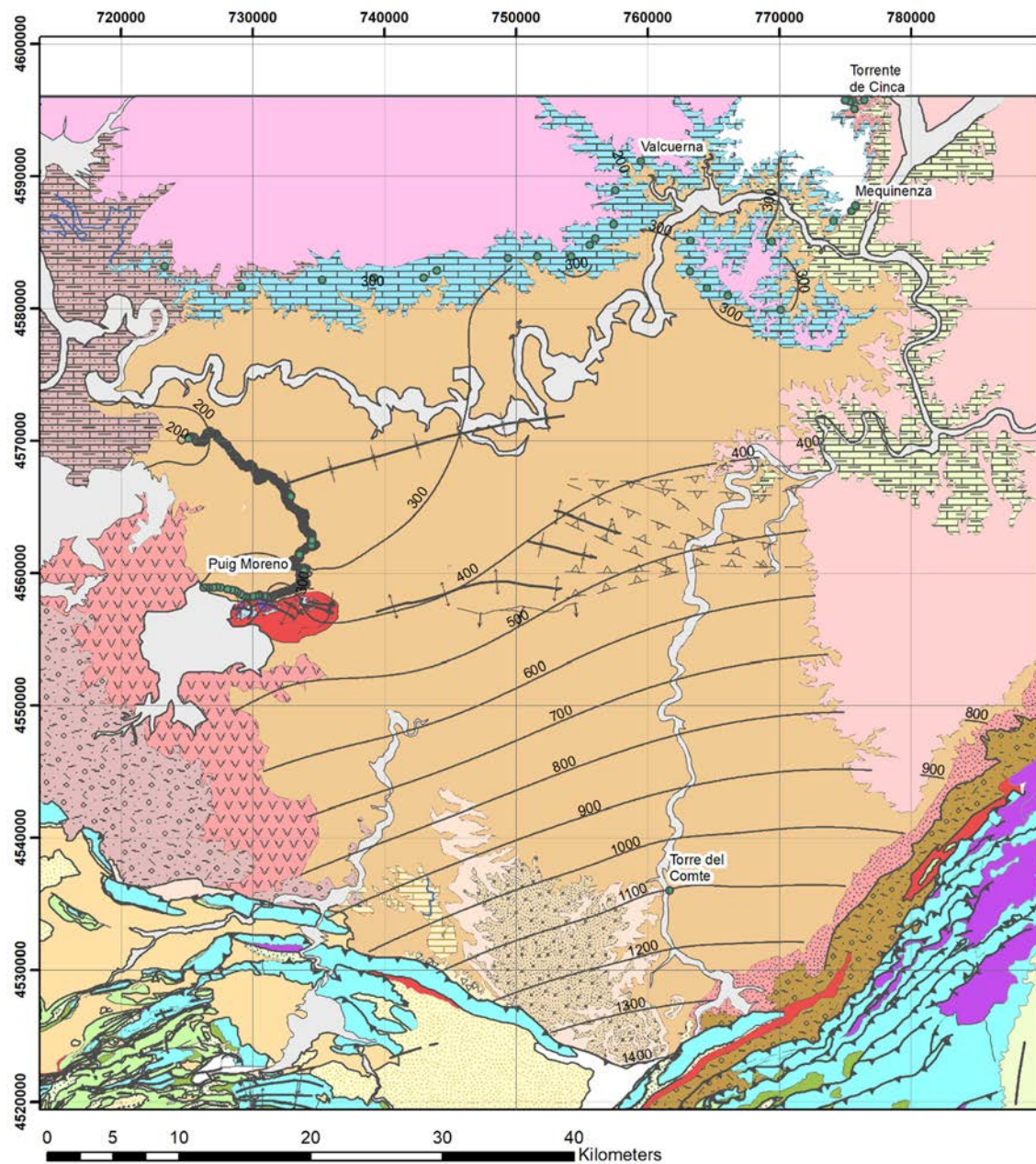


Fig. 4.24. Isobatas del límite Oligoceno – Mioceno

En cambio, la posición del límite Oligoceno-Mioceno no ha podido establecerse en el sector S debido a la falta de datos magnetoestratigráficos, de manera que la prolongación hacia el S de dicha superficie tal como se muestra en los cortes de la Fig. 4.8 es hipotética. No obstante, formularemos una serie de consideraciones, asumiendo que los materiales del margen S pertenecerían a la parte inferior del Catiense. Tal como hemos indicado, la biozona correspondiente al yacimiento de *Eomys aff major* de Torre del Compte (Cabrera, 1983) se situaría según Barberà *et al* (2001) entre el Cron 8r y el límite 10n - 9r; es decir,

entre 26.5 y 28 M.a. Por tanto, el lapso de tiempo entre el límite Oligoceno – Mioceno y el yacimiento de Torre del Compte oscilaría entre 3.5 y 5 millones de años. Si asumimos una tasa de sedimentación no descompactada de $19.5 \text{ cm} \cdot \text{Ka}^{-1}$, y un lapso de tiempo mínimo, el espesor de la serie resultante sería de 675 m. La cota del yacimiento de Torre del Compte es de 425 m, de manera que si añadimos el espesor hipotéticamente restante de 675 m, el límite Oligoceno – Mioceno se situaría en la cota 1100 en este sector.

La superficie del límite Oligoceno – Mioceno presenta una ligera deformación, tal como indica la curvatura de la superficie sintética 7 antes aludida, y por el hecho de que los materiales miocenos en la estructura de Puig Moreno presentan una ligera flexión.

4.3.4. Mapa de isopacas del Cenozoico pre-Mioceno.

Se ha obtenido (Fig. 4.25) a partir de la diferencia entre el mapa de isobatas del límite Oligoceno-Mioceno y el mapa de isobatas de la base del Cenozoico. El volumen estimado, asumiendo las incertidumbres indicadas en la sección 3.3 es de unos 2621 Km^3 .

Tomando como referencia la superficie topográfica actual en lugar del límite Oligoceno – Mioceno, el volumen resultante es de 2003 Km^3 . Esta diferencia de 618 Km^3 correspondería al volumen excavado por la red hidrográfica que se establecería con posterioridad a la apertura de la cuenca del Ebro hacia el Mediterráneo.

4.3.5. Mapa de isopacas del Sistema del Guadalope – Matarranya.

Se ha obtenido (Fig. 4.26) a partir de la diferencia entre el mapa de isobatas del límite Oligoceno-Mioceno y el mapa de isobatas de la base del Sistema del Guadalope – Matarranya. Tal como se ha indicado al principio de esta sección, dicha base presenta un mayor grado de incertidumbre que la base del Cenozoico, debido a las consideraciones formuladas en 4.3.2. El volumen así determinado es de 2430 Km^3 . La diferencia de volumen entre los mapas de isopacas del Cenozoico pre-Mioceno y del Sistema del Guadalope – Matarranya es de 191 Km^3 , los cuales atribuimos a las Lutitas de Puig Moreno y al Complejo de Ulldemolins, éste último circunscrito al ámbito E y SE de la zona de estudio.

4.4. Relaciones tectónica-sedimentación.

La distribución areal de las tasas de sedimentación, las paleocorrientes y la presencia de un abanico de capas en el anticlinal de Vizcuerno indican un cierto control tectónico de la sedimentación que influyó en la distribución de potencias y en el patrón de dispersión de sedimento.

Las mayores tasas de sedimentación se dan en los depocentros relacionados con las estructuras de cabalgamiento significativas. Así, tal como indicamos en la sección 3.3.3 la tasa media más alta se ha medido en el flanco N de la estructura de Puig Moreno, correspondiendo dicho flanco al bloque inferior de un cabalgamiento ciego (Fig. 4.11). La segunda tasa más alta se ha medido (Jones *et al.* 2004; Garcés *et al.* 2008) inmediatamente al NW del cinturón de cabalgamientos del margen catalánide, en el sector de Bot, en relación con el depocentro que se forma a lo largo del frente de las estructuras de la Zona de Enlace y Catalánides. Es en este depocentro donde se registran los mayores

espesores del Cenozoico y del Sistema del Guadalope – Matarranya, al tiempo que las sucesiones más antiguas de la Formación Caspe afloran a lo largo de dicho margen (cronos 8n al 11n, véase Figs. 3.16, 4.28)

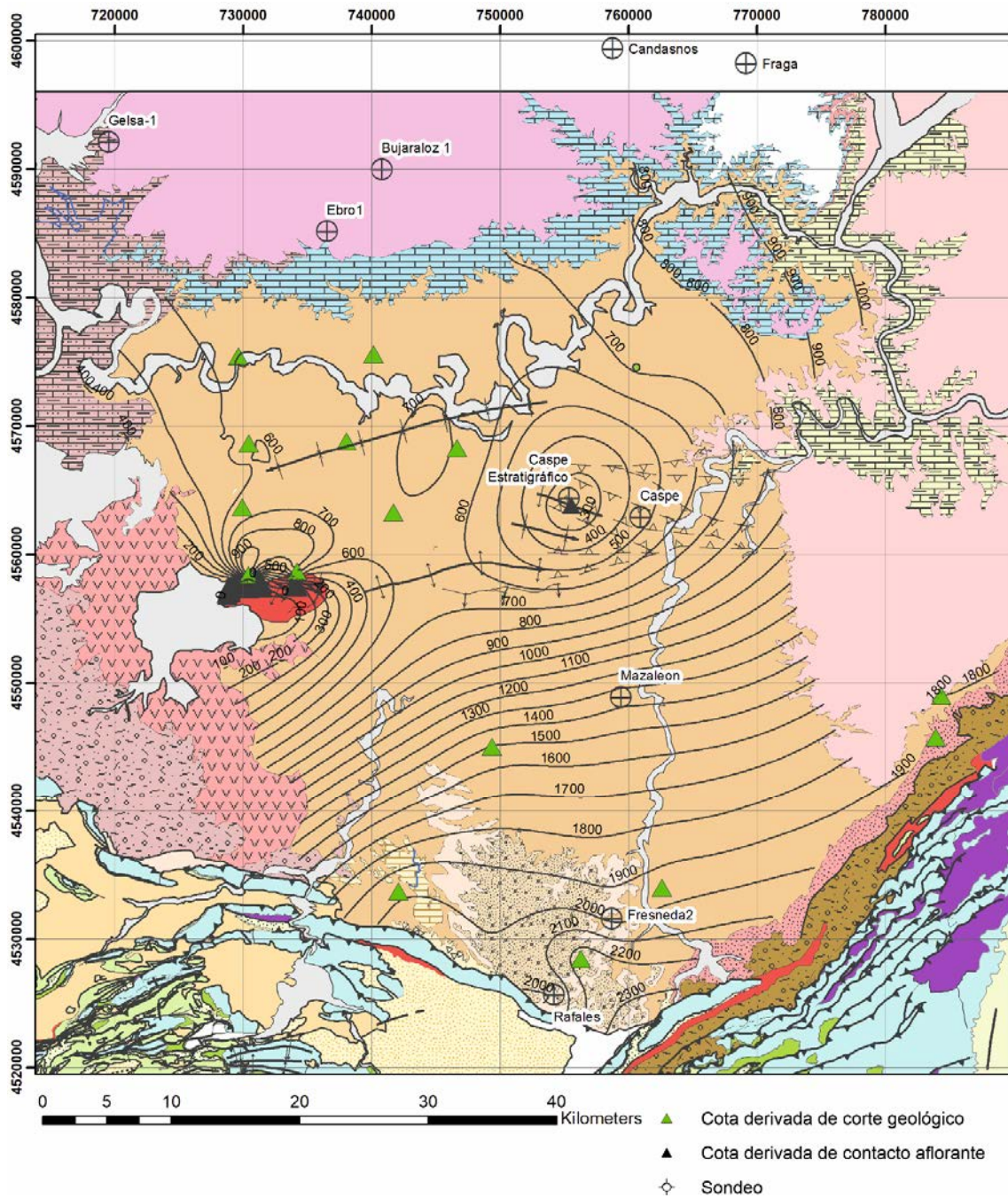


Fig. 4.25. Isopacas del Cenozoico pre-Mioceno en la cuenca del Ebro.

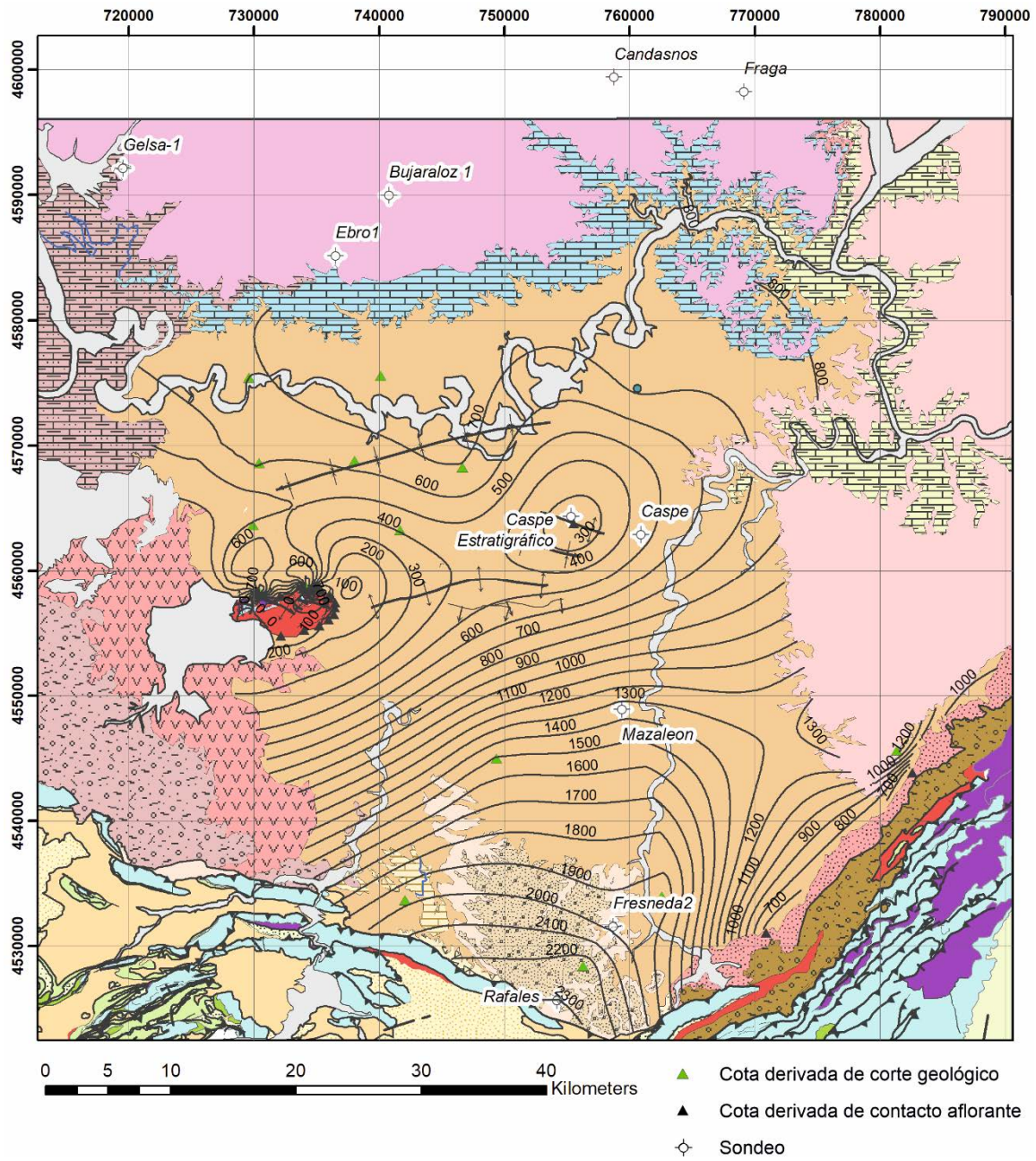


Fig. 4.26. Isopacas del Sistema del Guadalope – Matarranya en la cuenca del Ebro.

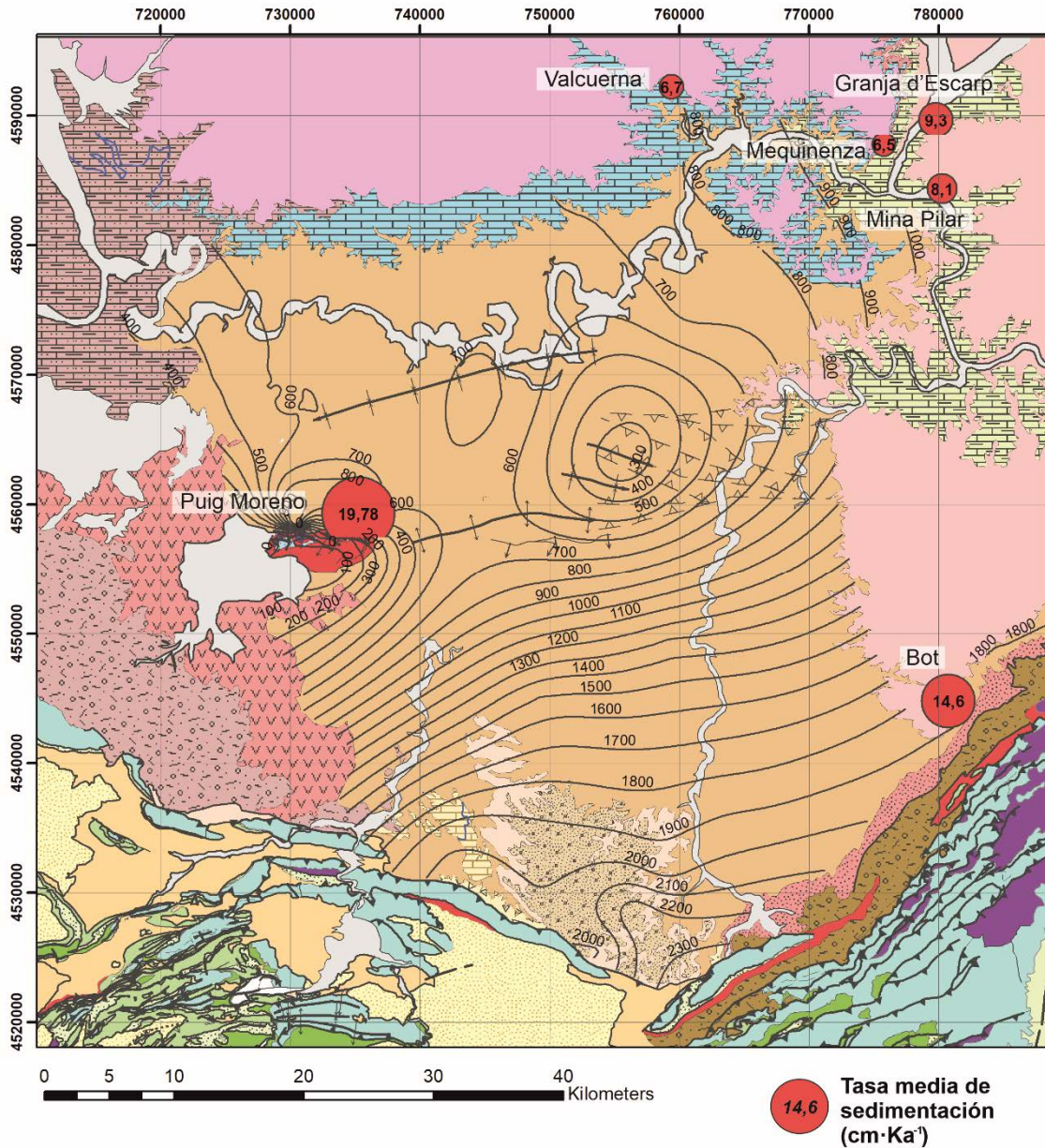


Fig. 4.27. Relación entre el mapa de isopacas del Cenozoico y tasas de sedimentación medias. En Bot el lapso de tiempo cubierto es entre 29.1 y 26.3 Ma (Rupeliense-Catiense inferior). En Puig Moreno entre 25 y 22.75 Ma (Catiense superior-Aquitaniense basal), En los sectores centrales correspondería al lapso entre 27.8 y 21.56 (Catiense inferior-Aquitaniense basal).

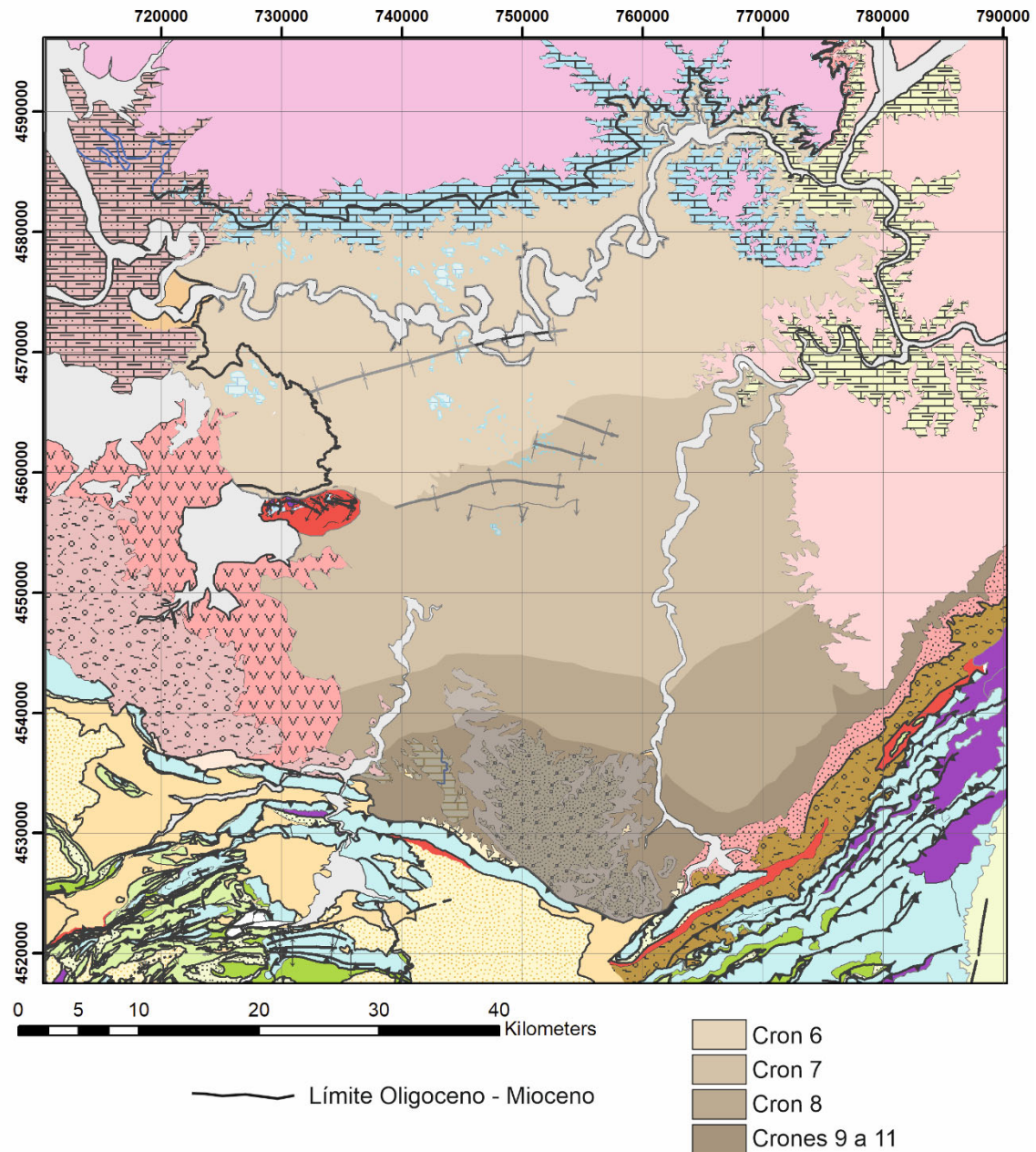


Fig. 4.28. Distribución aproximada de las edades magnetoestratigráficas del Sistema del Guadalupe – Matarranya en la cuenca del Ebro

La edad de las sucesiones que afloran en el depocentro S relacionado con el frente de las estructuras, junto con el mapa de paleocorrientes (Fig. 4.29) sugieren que en fases iniciales se estableció un eje de dispersión de sedimento subparalelo al margen catalánide, con paleocorrientes orientadas predominantemente al NE, mientras que en sucesiones posteriores, fuera del margen catalánide, las paleocorrientes aparecen orientadas al N y NW. Este mismo efecto de deflexión de las paleocorrientes paralelamente a las estructuras

también puede observarse en el depocentro situado al N de la estructura de Puig Moreno (este efecto se describirá con mayor detalle en la sección 5.5.3, Fig.5.32).

La parte superior de la columna de Puig Moreno, entre el techo y el m 475, constituye un tramo con mayor empaquetamiento de facies arenosas que la serie infrayacente (Fig. 3.8). La base de este tramo corresponde al límite entre las UTS T4 y T5 tal como fue definido por González en este sector. Dicho límite tiene una edad de 22.75 Ma en la columna de Puig Moreno. La aparente tendencia secuencial granocreciente indicada por González (1989) en este sector, sería el resultado de la condensación de las series por efecto del crecimiento sinsedimentario del anticlinal, con un empaquetamiento más denso de los litosomas de arenisca. En este sentido, dicho empaquetamiento resultaría de la disminución de acomodación producida en el eje de la estructura.



Fig. 4.29. Mapa de paleocorrientes de la Formación Caspe. Adaptado de Cabrera (1983) superpuesto al mapa de isopacas del Sistema del Guadalope – Matarranya.

Las estructuras del basamento condicionaron los patrones de dispersión de sedimento y de subsidencia, produciendo variaciones locales de la relación entre tasa de aporte de sedimento y espacio de acomodación.

En la discordancia progresiva de Puig Moreno, las capas pertenecientes al cron C7n presentan buzamientos próximos a 30° hacia el N, mientras que las correspondientes al cron C6Cn.1n apenas están deformadas (Fig. 4.21). Por tanto, la mayor parte de la deformación producida por la estructura de Puig Moreno se habría producido con

anterioridad al cron C6Cn.1n. Según Guimerà (2018), la estructura de Puig Moreno corresponde a la prolongación SE del cabalgamiento norte-ibérico, de manera que la estructuración de las partes más externas de la cadena ibérica en el SE de la cuenca del Ebro se habría producido entre la parte media-superior del Catiense y la parte inferior del Aquitaniense.

5. Sedimentología

En este capítulo se aborda el objetivo general de definir los procesos genéticos de los *ribbons*. Resumiendo, se plantean concretamente dos grupos de problemas:

- Los derivados de la indeterminación en la relación entre los procesos de canal y de llanura de inundación. En concreto, se trata de resolver la naturaleza del acoplamiento entre la sedimentación en canales y llanuras de inundación, y en especial, la caracterización de los cinturones aluviales.
- El origen de la segmentación de los rellenos de canal. Precisar el concepto de *storey* y determinar los procesos que generan la estructura *multi-storey*.

Estrechamente relacionado con el análisis sedimentológico, el análisis paleohidráulico permitirá una interpretación más detallada, cuantitativa, de la dinámica de los procesos genéticos y, por extensión, del contexto geodinámico general.

En definitiva, la resolución de los problemas planteados requiere la determinación precisa de las relaciones entre canales, *levees* y llanuras de inundación. Los afloramientos de *ribbons* no permiten el estudio de estas relaciones ya que, generalmente, sólo suelen quedar preservados los cuerpos centrales de los primeros (sección 4.1). En este trabajo hemos combinado el análisis de los relieves formados por *ribbons* con estudios de afloramientos donde las transiciones entre rellenos de canal y materiales de desbordamiento y de llanura de inundación pueden analizarse en detalle.

Seguiremos el siguiente orden:

- Análisis de litofacies.
- Identificación de elementos arquitecturales, formados por las litofacies identificadas en el punto anterior.
- Integración de los elementos arquitecturales en los distintos ambientes sedimentarios.
- Análisis arquitectural orientado a la identificación de los procesos que generan la segmentación de los rellenos de canal en *storeys*.
- Análisis arquitectural orientado a la determinación de las relaciones espaciales entre rellenos de canal, materiales de desbordamiento y de llanura de inundación
- Identificación de parámetros que caractericen cuantitativamente la arquitectura y que permitan inferir la dinámica del medio sedimentario.
- Análisis de las propiedades paleohidráulicas de los canales con el fin de complementar el análisis sedimentológico.
- Integrar los puntos anteriores a fin interpretar la dinámica de los procesos sedimentarios y proponer un modelo sedimentario.
- Establecer analogías con un ejemplo actual, que permitan referir las interpretaciones a procesos recientes. De esta manera, evitamos basar interpretaciones del registro fósil en ejemplos del propio registro fósil, lo cual podría inducir a razonamientos circulares.

5.1. Litofacies

Se ha distinguido siete litofacies. (Tabla 5.1, Fig. 5.1). Cuatro de ellas están formadas por areniscas y conglomerados (Cgl1, Sst1, Sst2 y Sst3), dos están formadas por lutitas (Mst1 y Mst2) y una está formada por calizas (Lst1).

Cada litofacies ha sido descrita e interpretada, atribuyendo su génesis a procesos sedimentarios y diagenéticos tempranos. Las descripciones e interpretaciones se resumen en la Tabla 5.1. Estas litofacies forman 13 elementos arquitecturales (Tabla 5.2) los cuales, a su vez, caracterizan tres ambientes sedimentarios en el abanico fluvial del Sistema del Guadalupe – Matarranya.

5.1.1. Cgl1 – Conglomerados y areniscas.

Las litofacies de conglomerados con soporte de clastos, formados por cantos subangulares a subredondeados de hasta 25 cm de diámetro, son frecuentes en la parte sur de la zona de estudio (Fig. 5.1A). Forman rellenos de canal que contienen proporciones variables de arenisca media a gruesa. Los clastos se componen mayoritariamente de calizas y dolomías mesozoicas, con proporciones menores de areniscas triásicas y materiales metamórficos del zócalo paleozoico. Estas litofacies pueden incluir lentejones de lutitas rojas, de espesor decimétrico y extensión lateral métrica a decamétrica. Los conglomerados y areniscas presentan estratificación cruzada, en *cosets* de espesor métrico (hasta 5 m), atribuidos a la migración de barras. Los *cosets* aparecen frecuentemente truncados por superficies erosivas. Asimismo, las areniscas frecuentemente presentan estructuras de deformación sinsedimentaria (Fig. 5.2), interpretadas como el resultado de flujos hiperconcentrados altamente friccionales (Rana *et al.* 2016).

La litofacies Cgl1 se interpreta como depósitos de carga de fondo en flujos canalizados. La preservación incompleta de los *sets* de estratificación cruzada, atribuidos a la migración de barras, junto con la presencia de superficies de erosión amalgamadas sugiere un alto retrabajamiento de los rellenos de canal, con *bypass* de sedimento (Chamberlin y Hajek, 2019). Este intenso retrabajamiento puede estar causado por baja acomodación, régimen hídrico altamente variable (Fielding *et al.* 2018), o una alta tasa de migración y avulsión de los canales (Chamberlin y Hajek, 2019).

5.1.2. Sst1 – Areniscas con estratificación cruzada.

Los rellenos de canal están formados por areniscas (Fig. 5.3) de granulometría fina a media. Generalmente presentan buena granoselección. Los clastos están compuestos predominantemente por carbonatos (60-70%) y cuarzo (30-40%), con cantidades subordinadas de feldespatos, micas y fragmentos líticos. Los clastos de carbonatos están subredondeados, mientras que los de cuarzo son subangulosos. La granulometría puede ser localmente gruesa a muy gruesa en los rellenos de canal de las zonas más proximales.

Las areniscas presentan estratificación cruzada. Domina la estratificación cruzada en surco, formando *sets* de espesor decimétrico (Fig. 5.1B). También es relativamente frecuente la estratificación cruzada planar en *sets* de hasta 20 cm de espesor. Interestratificadas con las areniscas, pueden aparecer películas de lutitas rojas de espesor centimétrico y extensión métrica (Fig. 5.1C).

5. Sedimentología.

Litofacies	Litología	Estructuras sedimentarias y biogénicas	Interpretación
Cgl1	Conglomerados y areniscas medias a gruesas.	Estratificación cruzada en sets de hasta 4-5 m de espesor. Presentan frecuentes superficies de erosión truncando los sets de estratificación cruzada. Estructuras de deformación sinsedimentaria relativamente frecuentes en las areniscas. Bioturbación muy baja o ausente.	Depósitos de carga de fondo en flujos canalizados.
Sst1	Arenisca media a fina, localmente gruesa e incluyendo gránulos.	Estratificación cruzada en surco y tabular, en sets de espesor decimétrico a métrico. La estratificación puede presentar estructuras de deformación sinsedimentaria. Frecuentemente presentan láminas de lutitas rojas recubriendo superficies erosivas. La bioturbación es baja, si bien localmente puede ser moderada.	Depósitos de carga de fondo en flujos canalizados.
Sst2	Areniscas medias a muy finas y lutitas.	Capas paralelas de espesor centimétrico a decimétrico, alternado lutitas con areniscas masivas y con laminación cruzada. Aparecen en rellenos de canal, mostrándose estratificación concéntrica, o plano-paralela en litomas tabulares o en cuña. Bioturbación baja a moderada.	Depósitos de carga de fondo alternando con periodos de decantación.
Sst3	Areniscas medias a muy finas y limolitas.	Laminación paralela y masiva, a veces formando alternancias de areniscas y limolitas. Localmente pueden presentar laminación cruzada, a veces convolucionada. La bioturbación puede llegar a ser localmente intensa.	Depósitos de carga de fondo de flujos no confinados. La laminación paralela, o masiva en ausencia de bioturbación sugiere deposición por deceleración de flujos hiperconcentrados.
Mst1	Lutitas rojas y ocre/versicolores	Masivas. Pueden presentar capas milimétricas a centimétricas de areniscas muy finas. Frecuentemente presentan moteados y trazas de raíz. Contienen frecuentemente horizontes pobremente definidos de nódulos dispersos milimétricos a centimétricos de yeso alabastrino.	Depósitos de suspensión en llanuras aluviales. Inceptisols.
Mst2	Lutitas grises.	Masivas o con laminación horizontal. Frecuentemente presentan oogonios de carófitas y gasterópodos.	Depósitos de suspensión en zonas mal drenadas o encharcadas, ricas en materia orgánica. Gleys de enterramiento en la base de depósitos de canal.
Lst1	Calizas micríticas.	Masivas. Bioturbación intensa. Pueden contener nódulos centimétricos de yeso alabastrino. Presencia frecuente de trazas de raíz y bioturbación por insectos.	Deposición de carbonatos biogénicos en lagos someros de llanura de inundación o zonas lacustres marginales.

Tabla 5.1. Litofacies

Estas películas se presentan recubriendo las superficies que limitan los *sets* de estratificación cruzada, y también interdigitadas con láminas de *toeset*. La estratificación cruzada puede presentar estructuras de deformación sinsedimentaria (Fig. 5.2C), a menudo con indicación de arrastre por flujos hiperconcentrados altamente friccionales (Røe y Hermansen, 1993; Rana *et al.*, 2016). Una característica propia de la Formación Caspe es la presencia frecuente de estructuras de bioturbación por insectos sociales (Fig. 5.4) en los rellenos de canal (Hasiotis 2002, 2003, 2007). Estas estructuras se presentan a menudo cortadas por superficies de erosión internas (Cuevas *et al.* 2009, 2010).

La litofacies Sst1 se interpreta como depósitos de carga de fondo en flujos canalizados. La presencia de láminas de lutitas rojas interestratificadas es indicativa de régimen hídrico altamente variable, con variaciones posiblemente interanuales (Fielding *et al.* 2018), mientras que la bioturbación atribuida a insectos sociales indica exposición subaérea de los fondos de canal y descenso significativo del nivel freático (Hasiotis 2003; Plink-Björklund 2015). En conjunto, estas dos observaciones indican que los flujos que depositaron la facies Sst1 fueron altamente discontinuos en el tiempo, con periodos de inactividad y exposición subaérea suficientemente prolongados como para permitir la colonización de los fondos de canal por insectos sociales y la rubefacción de las lutitas. Por otra parte, la presencia de estructuras de deformación sinsedimentaria que indican arrastre por flujos altamente friccionales sugieren que los canales podían vehicular flujos con alta concentración de sedimentos, probablemente hiperconcentrados,

5.1.3. Sst2 – Depósitos heterolíticos.

Esta litofacies está formada por alternancias de capas de areniscas finas a muy finas, de espesor centimétrico alternado con lutitas y limolitas (Fig. 5.1D). Las areniscas pueden ser masivas o presentar restos de laminación producida por la migración de *ripples*. Pueden presentar bioturbación por insectos y raíces.

Esta litofacies se interpreta como el producto de la alternancia de depósitos de lutitas por decantación con deposición de arenas por flujos tractivos. La presencia de laminación de tipo *ripple* indica baja energía de las corrientes tractivas. La textura masiva puede corresponder a destrucción de la textura original por bioturbación. Esta litofacies es frecuente en rellenos de canal abandonados y en depósitos de desbordamiento.

5.1.4. Sst3 – Areniscas masivas y con estratificación paralela.

La litofacies Sst3 está compuesta por areniscas medias a muy finas. Pueden ser masivas o presentar estratificación paralela. Las areniscas masivas forman capas de espesor decimétrico y extensión lateral decamétrica a hectométrica. Pueden presentar cicatrices erosivas internas, discontinuas y de bajo relieve. El techo de las capas formadas por esta litofacies generalmente presenta una transición rápida a limolitas y lutitas. Las bases son netas, débilmente erosivas o agradacionales, presentando a veces estructuras de deformación sinsedimentarias como pseudonódulos. Frecuentemente presentan bioturbación en forma de trazas de raíces y nidos de insectos (*Scoyenia*) (Hasiotis 2007).

Esta litofacies se interpreta como el producto de la deposición a partir de flujos hiperconcentrados (Pierson 2005; Nemeč 2009; Baas *et al.* 2011).

5.1.5. *Mst1 – Lutitas masivas rojas y ocreas.*

La litofacies Mst1 (Fig. 5.1F) está compuesta por lutitas y limolitas rojas y ocreas, con capas de espesor centimétrico a milimétrico de areniscas muy finas. Forman capas de espesor decimétrico a métrico. Pueden presentar estructuras pedogénicas, especialmente en las lutitas rojas. Las estructuras más frecuentes son trazas de raíces y pedotúbulos.

Frecuentemente contienen horizontes pobremente definidos de nódulos milimétricos a centimétricos de yeso alabastrino. Dichos nódulos pueden formar también el relleno de las estructuras biogénicas. El espesor de estos horizontes varía de unos pocos dm a 2-3 m. Pueden aparecer también horizontes de caliche nodular, si bien no son tan frecuentes como los horizontes de nódulos de yeso. Estos horizontes están formados por nódulos centimétricos de carbonato, con un espesor de 20-30 cm.

La litofacies Mst1 se interpreta como depósitos de llanura de inundación. La alternancia de capas de colores ocre y rojo probablemente indica variabilidad de las condiciones de drenaje, en relación con diferentes situaciones paleotopográficas. Si bien no puede descartarse un origen relacionado con variabilidad paleoclimática para estas alternancias de color, la falta de correlaciones a una cierta distancia impide una atribución clara a uno u otro origen.

La presencia generalizada de nódulos de evaporitas indica un cierto grado de aridez, con precipitación anual media inferior a 300 mm (Wright 1986). La falta de una estructuración clara en horizontes pedogénicos y la relativa escasez de estructuras biogénicas sugieren que los paleosuelos fueron generalmente inmaduros. La falta de paleosuelos maduros podría estar relacionada con la combinación de una cierta aridez con una tasa de sedimentación moderada a alta para esta litofacies.

5.1.6. *Mst2 – Lutitas grises.*

La litofacies Mst2 (Fig. 5.1G) está constituida por lutitas grises, masivas u horizontalmente laminadas, formando capas de hasta 2 m de espesor. Pueden contener capas milimétricas a centimétricas de limolitas y areniscas muy finas. Frecuentemente contienen oogonios de carófitas, gasterópodos y restos carbonosos de plantas.

Se interpretan como depósitos de suspensión en lagos someros y zonas palustres en llanuras de inundación distales y tramos de canal abandonado, en general resguardados de la influencia clástica salvo episodios puntuales de baja energía.

5.1.7. *Lst1 - Calizas*

La litofacies Lst1 está formada por calizas micríticas con fracción terrígena variable. Los espesores varían entre 1 y 2 m. En general son masivas, presentando a veces cicatrices poco marcadas y discontinuas. Contienen oogonios de carófitas, conchas de gasterópodos y ocasionalmente fitoclastos carbonáceos.

Se interpretan como depósitos de carbonatos biogénicos en lagos someros de llanura de inundación o zonas lacustres marginales, bajo influencia clástica variable.

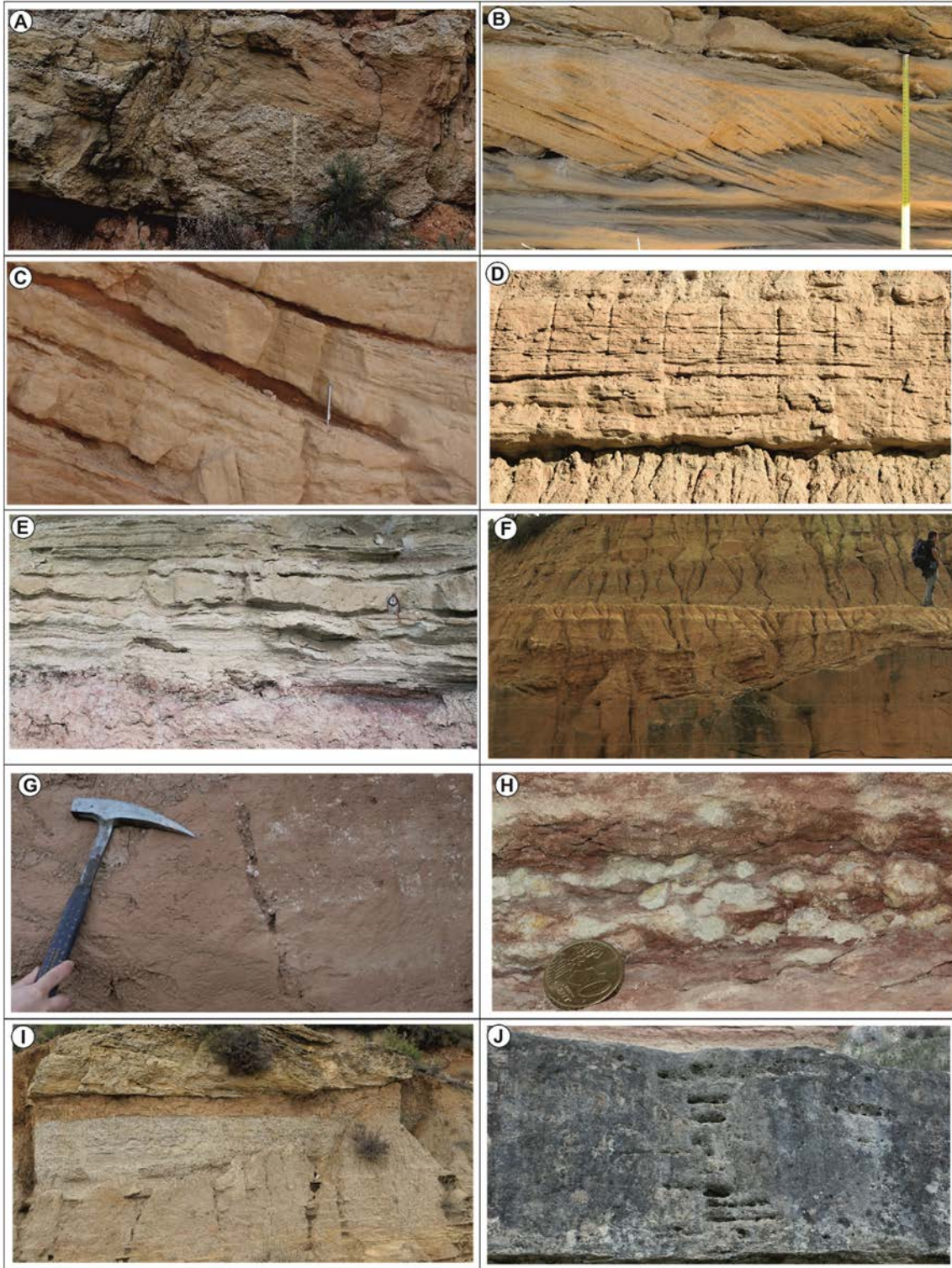


Fig. 5.1. (Explicación en página siguiente).

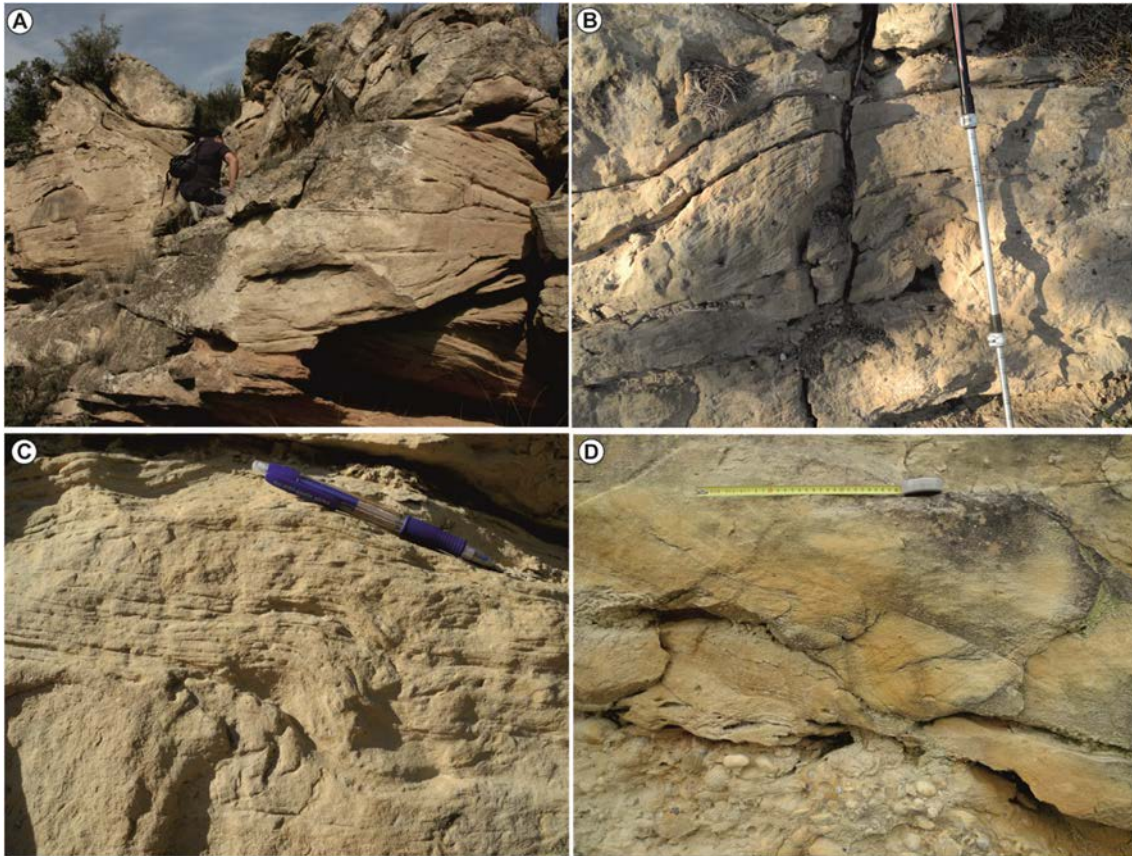


Fig. 5.2. Estructuras de deformación sinsedimentaria. A) Laminación volcada en la parte superior de la imagen; B) y C) pliegues sinsedimentarios, el plano axial es perpendicular a la paleocorriente, indicando arrastre por flujos altamente friccionales, probablemente sobrecargados de sedimento; D) deformación hidroplástica en la parte superior areniscosa de un nivel de conglomerados Cgl1, atribuidos a una barra.

Fig. 5.1. (página anterior) Litofacies. A) Conglomerados y areniscas Cgl1 con estratificación cruzada; B) Areniscas con estratificación cruzada Sst1; C) Areniscas Sst1 con estratificación cruzada que incluyen películas de lutitas rojas recubriendo superficies erosivas; D) Facies Sst2 en depósitos de levee; E) Areniscas Sst3 formando secuencias estratocrecientes decimétricas; F) Facies Sst2 en relleno de canal; G) Lutitas Mst1; nódulos de yeso alabastrino ocupando un pedotúbulo interpretado como Scoyenia; las lutitas contienen nódulos dispersos de yeso alabastrino formando un horizonte poco definido; H) caliche nodular en facies Mst1, I) Lutitas grises Mst2 formando la parte superior de un relleno de canal abandonado; la parte inferior está formada por facies heterolíticas Sst2; J) Hormiguero en calizas Lst1; el espesor de la capa es de 40 cm.

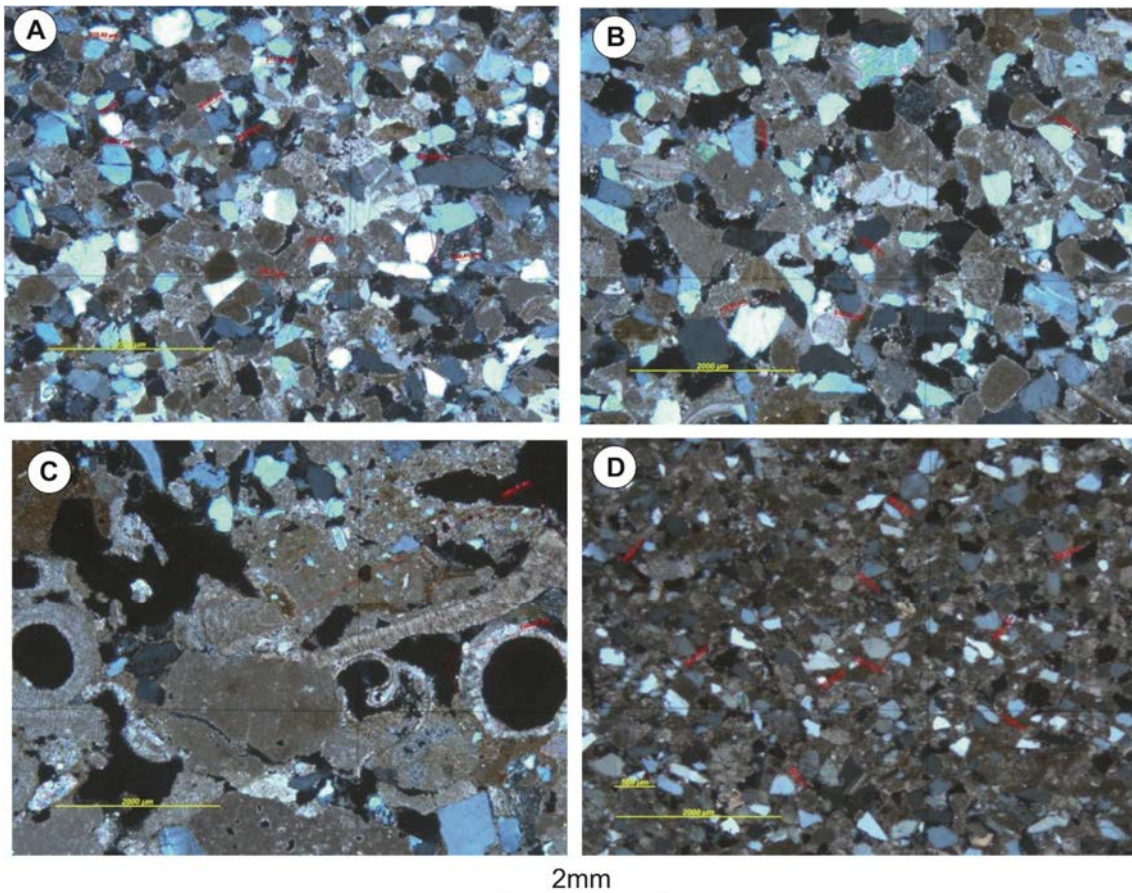


Fig. 5.3. Láminas delgadas de facies arenosas. A) Arenisca bien seleccionada, fina a media, subredondeada; los clastos están compuestos de cuarzo (60%) y calizas micríticas (40%). B) Arenisca gruesa a media subredondeada a subangular, bien seleccionada, 50% cuarzo, 50% carbonatos; C) Arenisca lítica subredondeada, pobremente seleccionada, con bioclastos (gasterópodos), algunos de los gránulos son intraformacionales; D) arenisca fina a muy fina, bien seleccionada en depósitos de levee, compuesta por clastos subangulares de cuarzo (60%) y subredondeados de carbonatos (40%).



Fig. 5.4. Estructuras de bioturbación por insectos sociales en rellenos de canal (litofacies Sst1). Arriba izquierda: termitero. Arriba derecha: hormiguero; pueden observarse modelos tridimensionales en <https://skfb.ly/6RBTY> y en <https://skfb.ly/ovoRY>. Abajo izquierda: estructura de un hormiguero, con cámaras horizontales conectadas por pozos subverticales (Tschinkel 2003). Compárese con el hormiguero, en el cual se pueden distinguir las cámaras y los pozos, rellenos por lutitas. Los hormigueros son las estructuras biogénicas más frecuentes en los rellenos de canal.

5.2. Elementos arquitecturales.

Las litofacies forman elementos arquitecturales caracterizados por sus formas, dimensiones y organización secuencial interna. La tabla 5.2 contiene la descripción sumaria de elementos arquitecturales.

5.2.1. *Litosomas lenticulares de gran escala.*

En el área que se extiende hasta unos 20 Km al N del margen S actual de la Cuenca del Ebro afloran frecuentemente litosomas lenticulares formados por conglomerados y areniscas de las litofacies Cgl1 y Sst1, de hasta unos 12 m de espesor y 50 m de anchura (Fig. 5.5), disminuyendo su entidad y frecuencia hacia el N. Al N de Caspe, a unos 40 Km al N del margen S actual estos litosomas están totalmente ausentes. Estos litosomas pueden aflorar aislados entre lutitas Mst1, o pueden presentarse amalgamados lateralmente, formando cuerpos de extensión kilométrica.

Los conglomerados de la litofacies Cgl1 forman frecuentemente la base de estos litosomas (Fig. 5.5), en *cosets* de estratificación cruzada de algunos m de espesor. Las partes media y superior están formadas por areniscas Cgl1 y Sst1. Las bases son fuertemente erosivas, presentando frecuentemente *gutter casts* de hasta 2 m de profundidad (Fig. 5.6). En general, forman secuencias de relleno de canal grano y estratodecipientes o pobremente definidas. La estructura interna de estos litosomas es de tipo *multistorey*, con frecuentes cicatrices erosivas amalgamadas.

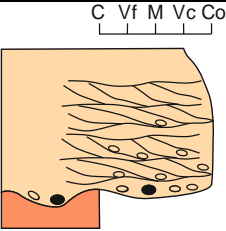
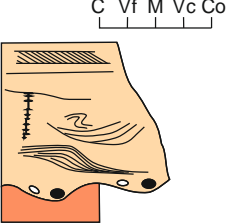
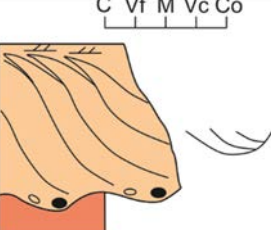
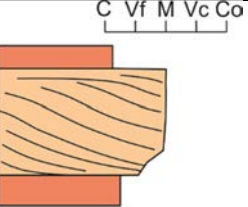
La geometría en sección perpendicular a la paleocorriente es de tipo *ribbon*, con alas conectadas a la parte superior.

Los litosomas lenticulares de gran escala se interpretan como el producto de la amalgamación de canales alimentadores principales. La presencia de conglomerados indica flujos de alta energía, probablemente en relación con un gradiente topográfico alto. La ausencia de bioturbación en los rellenos de canal y la frecuencia de cicatrices erosivas las cuales truncan las estructuras de estratificación cruzada, sugieren el retrabajamiento frecuente, alta tasa de *by-pass* de sedimento y probablemente un régimen hídrico relativamente más continuo que el correspondiente a los litosomas que describiremos en la subsección siguiente. La dominancia de colores rojos en las facies Mst1 que constituyen el encajante probablemente indica condiciones de alto drenaje en las llanuras de inundación, en relación con gradientes topográficos relativamente altos en general (Weissmann *et al.* 2013).

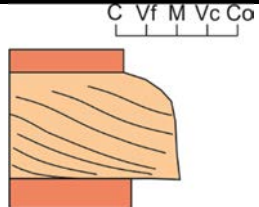
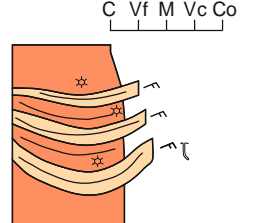
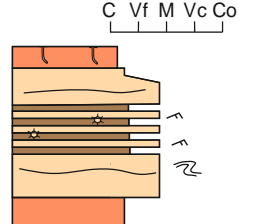
5.2.2. *Ribbons – litosoma central lenticular.*

En general, se considera que la característica principal que define un *ribbon* es la baja relación W/T. Si bien hay un cierto consenso, tal como indica Gibling (2006) en aplicar este término a litosomas con relaciones W/T iguales o inferiores a 15 (Friend *et al.* 1979), otros autores lo aplican a litosomas con relaciones W/T hasta 50 (Marzo *et al.* 1988), solapándose con la categoría de *narrow sheets* de Gibling (2006). Esta disparidad obedece a que, además del criterio explícito de la relación W/T, implícitamente se asume otra característica definitoria de los litosomas de tipo *ribbon*: la forma lenticular con una parte inferior incidida, y una superior expandida, correspondiente a las alas. En este trabajo, analizaremos los litosomas centrales por separado de las expansiones laterales.

5. Sedimentología.

Elemento arquitectural	Litofacies	Geometría	Dimensiones	Log	Interpretación
Litosomas lenticulares de gran escala (LGE).	Cgl1, Sst1	Lenticular, variando de <i>broad ribbons</i> a <i>narrow sheets</i> según la nomenclatura de Friend <i>et al.</i> (1979). Litosomas <i>multi-storey</i> y multilaterales de extensión lateral decamétrica a hectométrica	Anchura ≤ 180 m Espesor ≤ 12 m Ratio A/E 5 - 15		Distributarios principales
<i>Ribbons</i> -litosoma central (R)	Sst1	Lenticular, Uni- y <i>multi-storey</i> .	Anchura ≤ 80 Espesor ≤ 10 Ratio A/E 5 - 10		Canales y cinturones de canales con baja migración lateral.
Litosomas tabulares de relleno de canal (LTC)	Sst1	Tabular a <i>narrow sheet</i> .	Anchura > 100 m Espesor < 4 m Ratio A/E > 20		Canales meandriformes con migración lateral, depósitos de point-bar
Macroformas de acreción longitudinal (DA)	Sst1	Sigmoide en sección longitudinal, lenticular en sección transversal. Forman el relleno de los litosomas centrales de ribbons.	Anchura 10-20 m Espesor < 4 m Ratio A/E > 20		Barras unitarias libres (<i>free bars</i>) en tramos de canal de baja sinuosidad.

5. Sedimentología.

Macroformas de acreción lateral. (AL)	Sst1	Sigmoide en sección transversal. Convexa hacia arriba en sección longitudinal. Forman el relleno de los litosomas centrales de ribbons.	Anchura ≤ 30 Espesor ≤ 3 Ratio A/E 10		Barras unitarias adosadas a margen de canal (<i>forced bars</i>), tanto en tramos de baja como alta sinuosidad.
Rellenos de thalweg	Sst1, Cgl1	Lenticular, a menudo discontinuos en sentido de la paleocorriente, ocupan la parte mas baja de incisiones de canal.	Anchura métrica Espesor decimétrico		Depósitos de lag, ocupando thalwegs.
Rellenos de canales de cola de barra	Sst1, Sst2	Lenticular	Anchura métrica Espesor decimétrico		Rellenos de canales secundarios a techo y cola de barras (<i>chute</i> y <i>cross-bar channels</i>)
Litosomas lenticulares heterolíticos	Sst2	Lenticular.	Anchura ≤ 30 Espesor ≤ 4 Ratio A/E 5 - 10		Relleno de canales abandonados, tanto distributarios como <i>on-fan channels</i> .
Alas (A)	Sst2, Sst3	Tabular y en cuñas, adosadas a la parte superior de los litosomas lenticulares de los <i>ribbons</i> .	Anchura hectométrica Espesor < 2.5 Ratio A/E > 100		Depósitos de <i>levees</i>

5. Sedimentología.

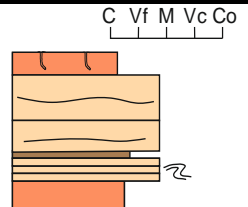
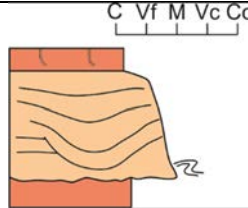
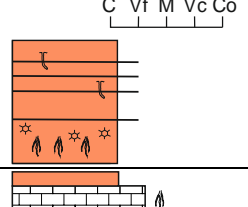
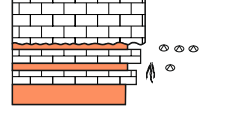
Litosomas tabulares de arenisca (SHS)	Sst2, Mst1	Sst3, Tabular y lenticular	Anchura hectométrica Espesor < 2 m Ratio A/E 5 > 100		Depósitos de lóbulo frontal y lateral.
Litosomas de transición	Sst1, Sst2	Lenticular	Anchura hectométrica Espesor < 4 m Ratio A/E >> 15		Depósitos de zonas de transición entre flujos canalizados y desconfinados, en terminaciones subaéreas de canales.
Lutitas masivas (MM)	Mst1, Mst2	Tabular	Anchura hecto a kilométrica Espesor < 10 Ratio A/E >> 100		Llanura de inundación y franja distal de lóbulos frontales.
Litosomas tabulares Lde caliza (LS)	Lst1, Mst3	Mst2, Tabular	Anchura kilométrica Espesor < 2 Ratio A/E 5 - 10		Depósitos de lagos someros

Tabla 5.2. Elementos arquitecturales. Págs. 115 a 117.

Reservamos el término *ribbon* a litosomas lenticulares de relleno de canal con una relación W/T igual o inferior a 15; dichos litosomas generalmente, pero no siempre, conectan lateralmente en su parte superior con litosomas tabulares o en forma de cuña correspondientes a las alas. Dicho de otra manera, un *ribbon* puede presentar dos alas, una o ninguna, pero el criterio que define este tipo arquitectural es la relación anchura/espesor inferior a 15 para el litosoma central.

Los litosomas con geometría de tipo *ribbon* están presentes en toda la extensión de la Formación Caspe y en todo su espesor aflorante.



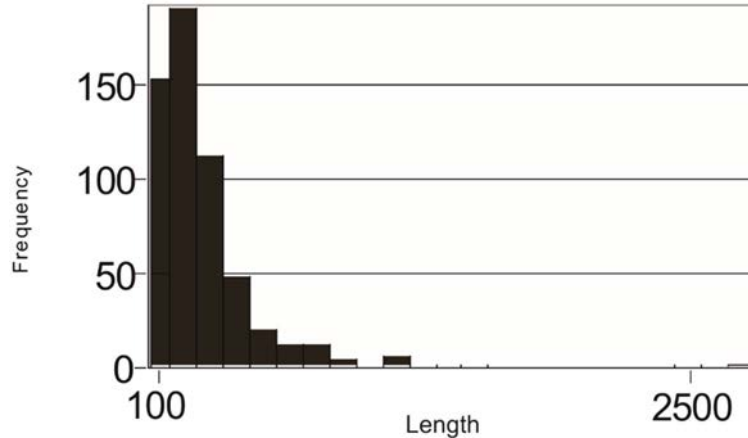
Fig. 5.5. Litosoma lenticular de gran escala. La mitad inferior está formada por conglomerados con clastos de hasta 5 cm. La parte superior está formada por arenisca media a gruesa.

Tal como hemos indicado al principio de la sección 3.3, aunque el término *ribbon* definido por Friend *et al.* (1979) se refiere a litosomas areniscosos cuya relación anchura/espesor es igual o inferior a 15, y están formados por un litosoma central lenticular conectado en su parte superior a unas alas de expansión tabulares o en cuña, en este estudio analizaremos por separado los litosomas centrales de las alas, considerándolos como elementos arquitecturales diferenciados. Hemos preferido seguir esta aproximación ya que, tal como indicamos al principio de este capítulo, los litosomas de tipo *ribbon* no siempre presentan alas y por otra parte los procesos sedimentarios que forman los litosomas centrales y las alas, si bien guardan relación, están netamente diferenciados. En el resto de esta subsección analizaremos las propiedades de los litosomas centrales.



Fig. 5.6. Gutter con relleno conglomerático en la base de un litosoma lenticular de gran escala.

Según los estudios de morfología planimétrica de Williams (1975), la sinuosidad es igual o menor a 1.1 para el 66% de los *ribbons* sobre una muestra de 749. Para el 33% restante, las sinuosidades varían entre 1.1 y 2, con valores extremos en casos puntuales de hasta 6 (Cuevas *et al.* 2010). Las longitudes varían desde unas pocas decenas de m hasta 3 Km, siguiendo una distribución lognormal, con una media de 220 m y una desviación estándar de 200 (Cuevas *et al.* 2010) (Gráf. 5.1.)



Gráf. 5.1. Histograma de longitudes de los afloramientos de *ribbons*. Según Cuevas *et al.* (2009.)

Los valores medios de espesor y anchura obtenidas a partir de una muestra de 61 secciones transversales son de 4.6 y 31.8 m respectivamente. La media de la relación anchura/espesor es de 7.6. Los litosomas más gruesos tienden a ser más frecuentes hacia el S, si bien esta tendencia está pobremente marcada (Gráf. 5.2). La relación anchura/espesor no presenta variaciones geográficas significativas.

La proporción entre litosomas de tipo *ribbon* y el resto de elementos arquitecturales presenta una marcada variación en sentido S – N (Cuevas *et al.*, 2010). Así, aproximadamente a 20 Km al N del margen actual de cuenca, la proporción de estos litosomas respecto del resto en secciones verticales es del 25%, mientras que a unos 40 Km al N de dicho margen, la proporción es del 4%.

Las litofacies que forman los litosomas lenticulares de areniscas son esencialmente del tipo Sst1. La granulometría, estimada sobre una población de 1500 muestras (consultar localización en el Anexo A), se describe en la Gráf. 5.3. Dominan las areniscas medias, con una mediana de 0.3 mm.

Los litosomas lenticulares presentan dos características morfológicas importantes. Por una parte, presentan dos partes bien diferenciadas: una parte inferior incidida, y una parte superior acrecional, normalmente conectada lateralmente con las alas (Fig. 5.7). La dimensiones y proporciones relativas de ambas partes son variables, desde litosomas totalmente incididos, con base fuertemente erosivas, presentando a menudo *gutter casts* rellenos por facies Cg11, a litosomas lateralmente más extensos, con partes basales poco incididas. En promedio, ambas partes incidida y agradacional tienen espesores similares (Gráf. 5.4). En conjunto, los rellenos de canal presentan tendencias secuenciales estrato y granodecrecientes pobremente marcadas, o bien no presentan tendencias secuenciales.

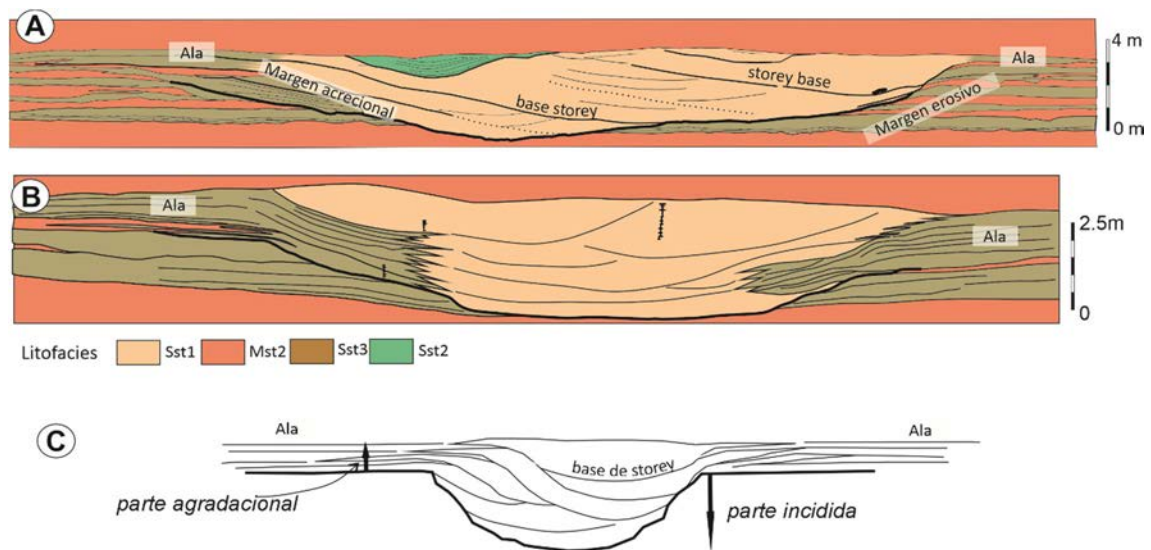
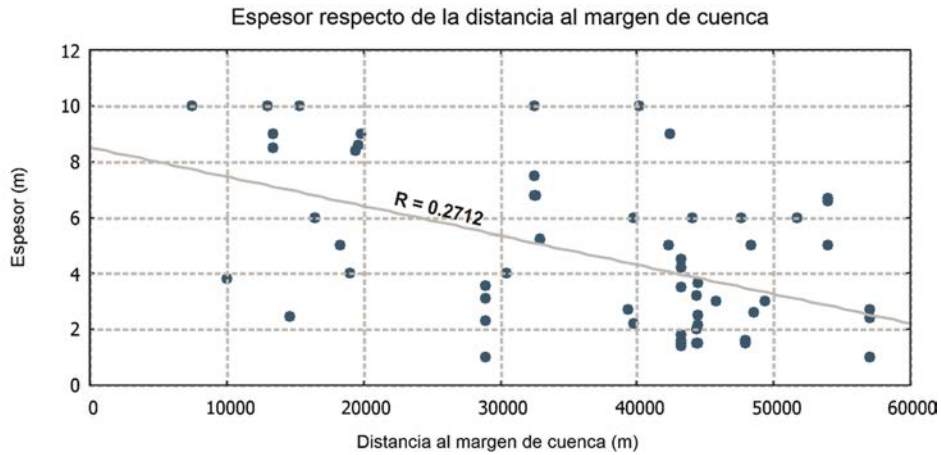
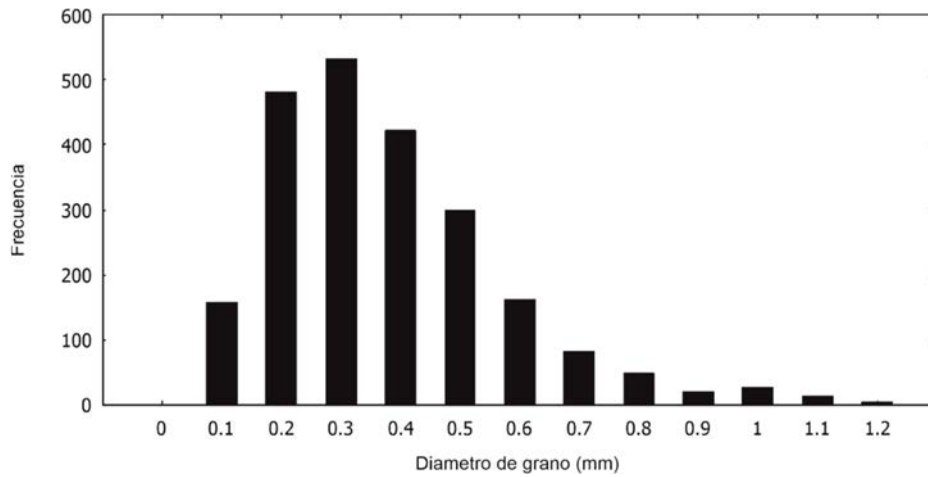


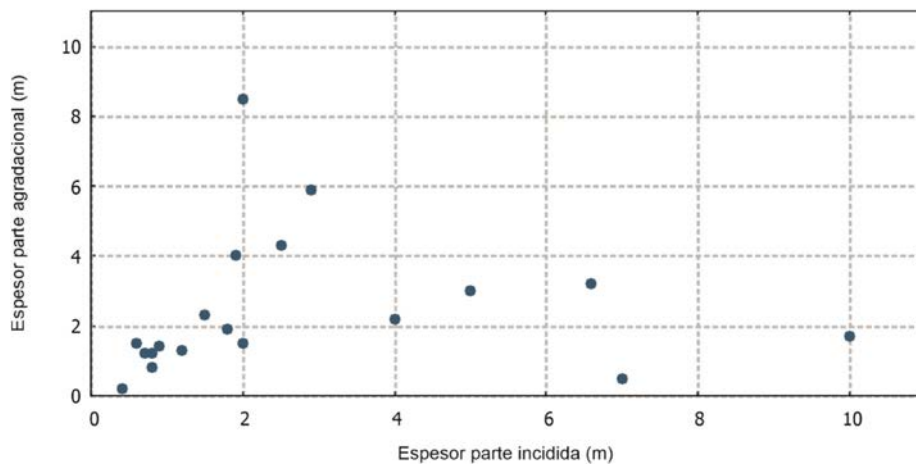
Fig. 5.7. Ejemplos de secciones transversales de ribbons. A) Ribbon multi-storey asimétrico, con márgenes acrecional (izquierda) y erosivo (derecha); el storey más alto está formado por facies heterolíticas Sst2, probablemente indicando abandono lento; las superficies limitantes de los storeys se pueden trazar desde el margen erosivo hasta el centro del litosoma, donde son más difíciles de seguir debido a la homogeneidad textural y a las condiciones de afloramiento. B) Ribbon uni-storey simétrico, con los dos márgenes acrecionales. C) Sección idealizada con dos márgenes acrecionales; notar la diferenciación entre la parte incidida y la parte acrecional, En ésta última los materiales de las alas pasan sin solución de continuidad a los materiales de relleno de canal.



Gráf. 5.2. Espesor de los ribbons respecto a la posición en el sistema. Las distancias (eje de las X) se han tomado respecto a un punto arbitrario situado en la posición más al S del margen actual, coordenadas UTM zona 30T 758549, 4522545, datum ETRS89, indicado como “origen” en el mapa del anexo 2.2 correspondiente.

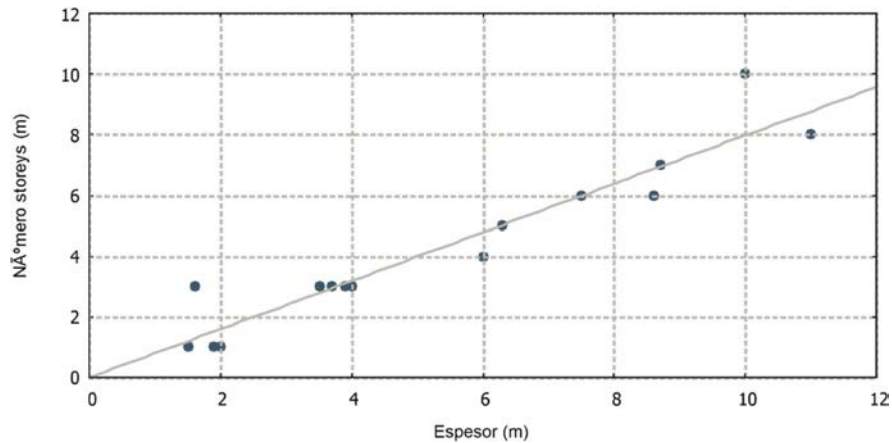


Gráf. 5.3. Histograma de granulometrías de las areniscas Sst3 de cuerpos lenticulares de los ribbons. Obtenido a partir de 1500 muestras. La mediana es de 0.3 mm. El tamaño de grano se ha medido mediante un micrómetro óptico con divisiones de 0.1 mm.



Gráf. 5.4. Espesor de la parte agradacional respecto al de la parte incidida, medidas sobre una muestra de 19 ribbons. Ver Fig. 5.7 C.

La otra característica morfológica importante es la segmentación de los rellenos de canal en *storeys*. Diversos autores (Friend *et al.* 1979; Mohrig *et al.* 2000) han reconocido el carácter compuesto de los *ribbons* de la Formación Caspe, empleando el término *storey* para referirse a las unidades internas que los constituyen, cuya geometría en sección es lenticular y están limitadas por cicatrices basales erosivas. Las dimensiones y el número de *storeys* están relacionadas con las dimensiones de los *ribbons* que los contienen. En afloramientos donde se preservan tanto el espesor total como los márgenes y, por tanto, se pueden hacer estimaciones fiables de las dimensiones, puede observarse que el número de *storeys* es proporcional a las dimensiones de los litosomas lenticulares de los *ribbons* (Gráf. 5.5). La anchura de los *storeys* es generalmente cercana a la de los *ribbons*, mientras que la correlación entre el espesor individual de los *storeys* y de los *ribbons* es menos marcada. En general, el espesor de los *storeys* oscila entre 1 y 3 m, independientemente del espesor de los *ribbons*.



Gráf. 5.5. Número de *storeys* respecto del espesor total obtenido a partir de una muestra de 25 *ribbons*.

Internamente, los *storeys* contienen *cosets* de areniscas Sst1 y ocasionalmente Cgl1. La descripción e interpretación de estas estructuras se aborda en los subapartados 5.2.2.1 a 5.2.2.4.

El apilamiento de los *storeys* depende de la curvatura de los *ribbons*. Los segmentos curvados presentan secciones transversales asimétricas, con diferencias importantes entre el margen interno y el externo de la curva. Los márgenes internos son acrecionales, mientras que los externos son erosivos. Al mismo tiempo, los *storeys* tienden a situarse en niveles progresivamente más altos hacia los márgenes externos, con un desplazamiento vertical-lateral de los ejes de los *storeys*. En cambio, los tramos rectos muestran un apilamiento compensacional, sin desplazamiento lateral significativo.

La segmentación en *storeys* acostumbra a ser más evidente en las secciones transversales a la paleocorriente, especialmente cuando las superficies erosivas que forman las bases se presentan recubiertas por películas de lutitas rojas, o cuando hay marcadas diferencias texturales y/o granulométricas entre *storeys* consecutivos.

En las secciones transversales en las que se preservan los márgenes acrecionales, a menudo puede observarse que las superficies basales de los *storeys* pasan lateralmente a

superficies de estratificación horizontales en los depósitos de las alas. En estos casos, dichas superficies de estratificación forman la base de secuencias grano y estratodecrecientes de espesor centimétrico a decimétrico (Fig. 5.8). En los márgenes erosivos las bases de los *storeys* a menudo conectan con indentaciones erosivas.

5.2.2.1. *Precisando el concepto de storey.*

El tránsito lateral de las bases de los *storeys* a bases de secuencias grano y estratodecrecientes en las alas, junto con el carácter marcadamente erosivo de las bases de los *storeys* nos lleva a interpretarlos como litosomas formados por procesos de incisión y relleno de canales. De esta manera, podemos interpretar las superficies que limitan los *storeys* como bases de canal, de 5° orden según la clasificación de (Miall 1985, 2014) diferenciándolas de otras superficies erosivas de menor entidad como podrían ser las bases de barras que desarrollan un vórtice frontal (Herbert *et al.*, 2015, 2020; Herbert y Alexander, 2018). Por tanto, de acuerdo con esta interpretación, podemos considerar que cada *ribbon multistorey* corresponde al depósito de un cinturón de canales.

Chamberlin y Hajek (2015), aplicando una interpretación más general de los *storeys*, en línea con la definición de Friend *et al* (1979) consideran que los procesos que generan la segmentación en *storeys* pertenecen a tres grupos: 1) procesos internos de canal, 2) procesos de avulsión-reocupación y 3) procesos relacionados con la incisión de paleovalles. No consideramos estos últimos debido a que se manifiestan en escalas espaciales mayores que las arquitecturas analizadas en este trabajo. Los procesos internos de canal, como migración de barras o reactivación estacional/plurianual actúan en escalas de tiempo reducidas, del orden de $10^0 - 10^1$ años (Hajek y Straub, 2017), mientras que los procesos de avulsión-reocupación actúan en escalas de tiempo de mayor duración, pero solapadas con el grupo anterior, del orden de 10^0 a 10^3 años (Jerolmack y Mohrig, 2007). A consecuencia del solapamiento de escalas de tiempo y magnitud de los procesos, la atribución de las superficies de erosión basal de los *storeys* a uno u otro grupo de procesos puede ser ambigua en ciertos casos (Chamberlin y Hajek, 2015), de ahí la dificultad que puede presentar la interpretación de los afloramientos en los que sólo queda preservado el litosoma central lenticular, sin poder determinarse la relación con los depósitos de las alas.

Los *storeys* están formados internamente por elementos arquitecturales de orden menor. En las subsecciones siguientes presentamos el análisis de estos elementos.

5.2.2.2 *Macroformas de acreción longitudinal.*

Los *storeys* están formados por litosomas amalgamados de areniscas Sst1 los cuales presentan geometría sigmoidal en sección paralela a la paleocorriente y lenticular en sección transversa. La anchura de estos litosomas es cercana a la de los *storeys*. La longitud en sentido de la paleocorriente varía entre 20 y 70 m. El espesor varía entre 1 y 3 m. Estos litosomas presentan estratificación cruzada organizada en láminas de *topset*, *foreset* y *toeset* (Fig. 5.9). En sección paralela a la paleocorriente estos litosomas pueden apilarse corriente arriba o abajo. En general, presentan apilamiento corriente abajo en tramos rectilíneos, mientras que se apilan corriente arriba a la entrada de los tramos

curvos, recubriendo las partes corriente arriba de macroformas de acreción lateral (ver subsección siguiente).

Los *topsets* están compuestos de sets de estratificación cruzada plana, de unos 20 cm de espesor máximo. Los *foresets* están compuestos de sets de estratificación cruzada de entre 40 cm y 2 m de espesor. Presentan superficies de reactivación y erosivas, a veces recubiertas por películas de lutitas. Los *bottomsets* son tangenciales, a veces presentan interdigitaciones con lutitas rojas.

Estos litosomas han sido denominados *downstream accretion macroforms* por Cuevas *et al.* (2010), limitados a techo y base por superficies de 4º orden siguiendo la clasificación de Miall (1985, 2014a), e interpretados como depósitos de barras libres (Tubino y Seminara, 1990) unitarias (Smith 1974). La forma sigmoidal, con *topsets* bien preservados y *bottomsets* extensos podría considerarse como equivalente a escala de barras de la *humpback cross-stratification* definida por Fielding (2006) como indicativa de alta tasa de sedimentación. La presencia de superficies de reactivación de diferentes jerarquías en los *foresets* (Fig. 5.9) indica diferentes variabilidad del flujo a diferentes escalas temporales (Herbert *et al.* 2020). El desarrollo de superficies de reactivación menores correspondería a fluctuaciones durante un evento, mientras que la presencia de películas de lutita recubriendo las superficies indicaría variabilidad del flujo a escalas de tiempo mayores, desde estacional a plurianual (Herbert *et al.*, 2020). Los *bottomsets* tangenciales están formados por separación de flujo en el frente de barra e indican alta velocidad y fuerza de cizalla el flujo sobre el fondo (Reesink y Bridge, 2009).

5.2.2.3 Macroformas de acreción lateral.

Son litosomas areniscosos con forma convexa en el sentido de la paleocorriente, y sigmoidal en sección transversal (Figs. 5.9B, 5.10). El espesor es de orden métrico, variando entre 1 y 3 m aproximadamente, similar al de las macroformas de acreción longitudinal. Están formados por areniscas finas y medias Sst1 en sets de estratificación cruzada de tipo *trough* y planar de escala decimétrica.

Constituyen un elemento menos frecuente del relleno de los *storeys* que las macroformas de acreción longitudinal. Se encuentran en los tramos curvos de los *ribbons*, adosadas al margen convexo de los canales y, menos frecuentemente, adosadas en tramos rectilíneos.

Análogamente a las macroformas de acreción longitudinal, desarrollan una estructura en *topset-foreset-toeset*.

Las macroformas de acreción lateral situadas en márgenes convexos generalmente poseen un *topset* formado por *cosets* de estratificación cruzada planar de hasta 20 cm de espesor que conectan con *foresets* paralelos a la paleocorriente y con frecuentes superficies de reactivación. Dichos *foresets* pueden tener hasta 3 m de espesor. Esporádicamente, pueden aparecer adosadas a márgenes de tramos rectilíneos, en cuyo caso aparecen como formas convexas hacia arriba (Fig. 5.9 B).

Se interpretan como *forced unit bars* (Smith, 1974; Tubino y Seminara, 1990), situadas en posiciones fijas en el canal. Como en el caso anterior, quedan limitadas a techo y base por superficies de 4º orden según la clasificación de Miall (1985, 2014).

5.2.2.4 Rellenos de *thalweg*.

Las partes inferiores de los *storeys*, en especial de los que constituyen la base de los *ribbons* pueden presentar formas pronunciadas de erosión, como *gutter casts*, rellenas por areniscas gruesas y gravas Sst1 y Cgl1 (Fig. 5.9B). Entre la fracción grava son relativamente frecuentes clastos intraformacionales, procedentes de la erosión de lutitas de llanura de inundación cementadas por procesos diagenéticos tempranos y de calizas lacustres. Estos rellenos se interpretan como depósitos de *lag* y, en general, como depósitos de granulometría gruesa que ocupan las zonas de *thalweg* de los canales.

5.2.2.5 Rellenos de canales de cola de barra (“*cross-bar channels*”).

Intercalados con los depósitos de barras a menudo aparecen rellenos de canal de espesor decimétrico y extensión lateral de pocos m, formados por areniscas Sst1 con estratificación cruzada y concéntrica (Fig. 5.9B). Estos rellenos de canal se interpretan como depósitos de canales de pequeña escala situados en posiciones de techo y cola de barra (Bridge y Tye, 2000; Lunt *et al.*, 2004).

5.2.3. Alas.

Las alas son litosomas compuestos por areniscas y lutitas de facies Sst2 y, menos frecuentemente, Sst1 conectados lateralmente a la parte superior de litosomas de tipo *ribbon* (Fig. 5.11). La forma de las alas es en cuña o tabular, con extensiones laterales del orden de cientos de m (hasta 300 m medidos en los afloramientos más extensos), si bien la extensión de los afloramientos generalmente no permite la observación de la extensión total de las alas. El espesor es variable, entre 0.5 y unos 2.5 m en la mayoría de los casos.

En el margen interno de tramos curvados de paleocanales, las alas conectan con los rellenos de canal sin solución de continuidad: no hay superficies erosivas separando el material de las alas del material del relleno de canal, sino que el tránsito lateral de las facies areniscosas Sst1 de relleno de canal a las Sst3 y Sst4 de las alas es gradual (Fig. 5.11). Generalmente, puede haber una cierta disminución de grano lateral de las areniscas de relleno de canal hacia las de las alas, si bien, la granulometría dentro de las alas se mantiene uniforme, con una rápida disminución hacia el margen limitada a las posiciones más extremas.

Las facies Sst1, Sst2, Mst1 y Mst3 forman alternancias de capas centimétricas a decimétricas, a menudo sin una tendencia secuencial clara.

La estratificación de las alas es paralela, generalmente horizontal, con ocasionales estructuras de deformación, tanto en las bases (pseudonódulos) como en forma de estructuras de arrastre. La estratificación horizontal puede verse localmente interrumpida por cicatrices erosivas canaliforme poco incididas, del orden de pocos dm hasta 1.5 m.

Es relativamente frecuente la bioturbación en forma de pedotúbulos, trazas de raíz y nidos de insectos sociales. El grado de bioturbación por lo general es bajo, quedando la textura sedimentaria original bien preservada.

5. Sedimentología.

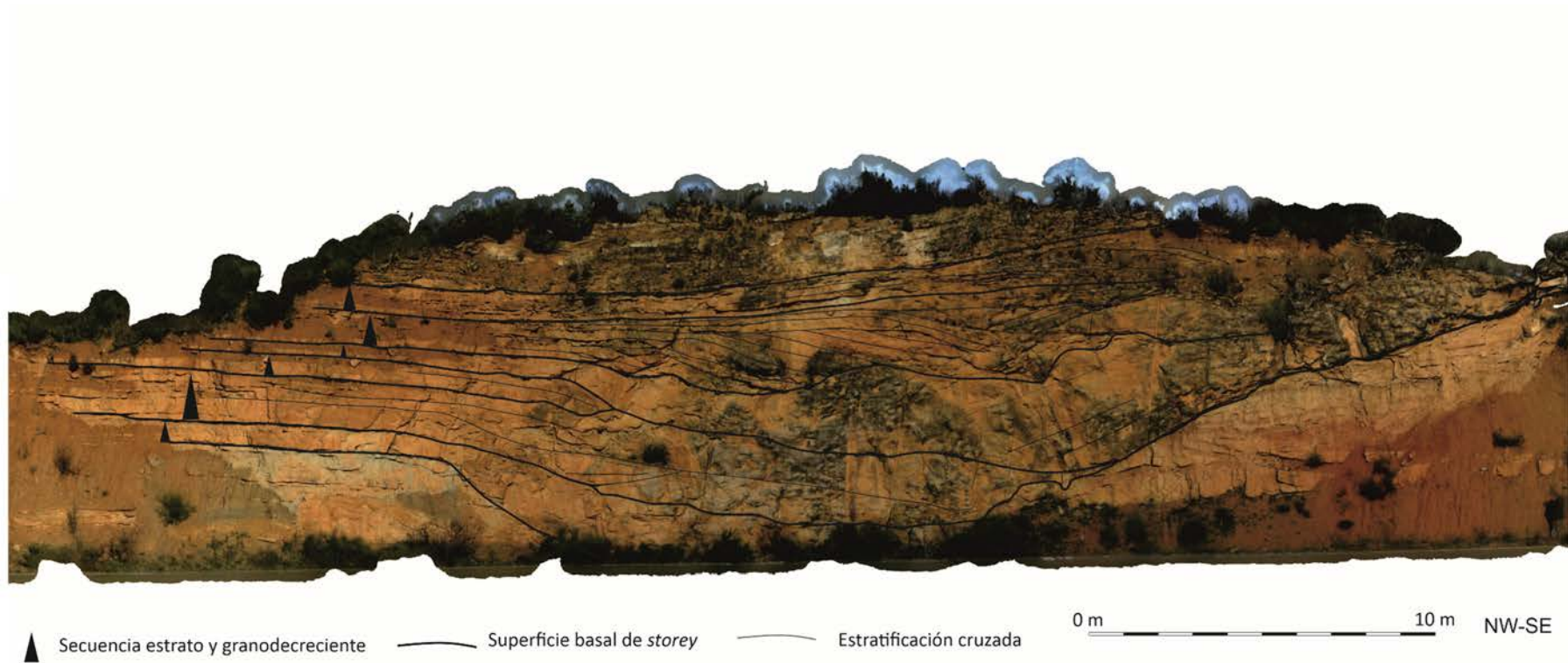


Fig. 5.8. Sección transversal de un ribbon. Ortoimagen obtenida por reconstrucción fotogramétrica. En este ribbon puede verse cómo las superficies erosivas que limitan los storeys en la parte lenticular pasan a la base de secuencias estrato y granodecrecientes que forman las alas en el margen acrecional (parte izquierda). Las tendencias estrato y granodecrecientes indican procesos de abandono de canal.

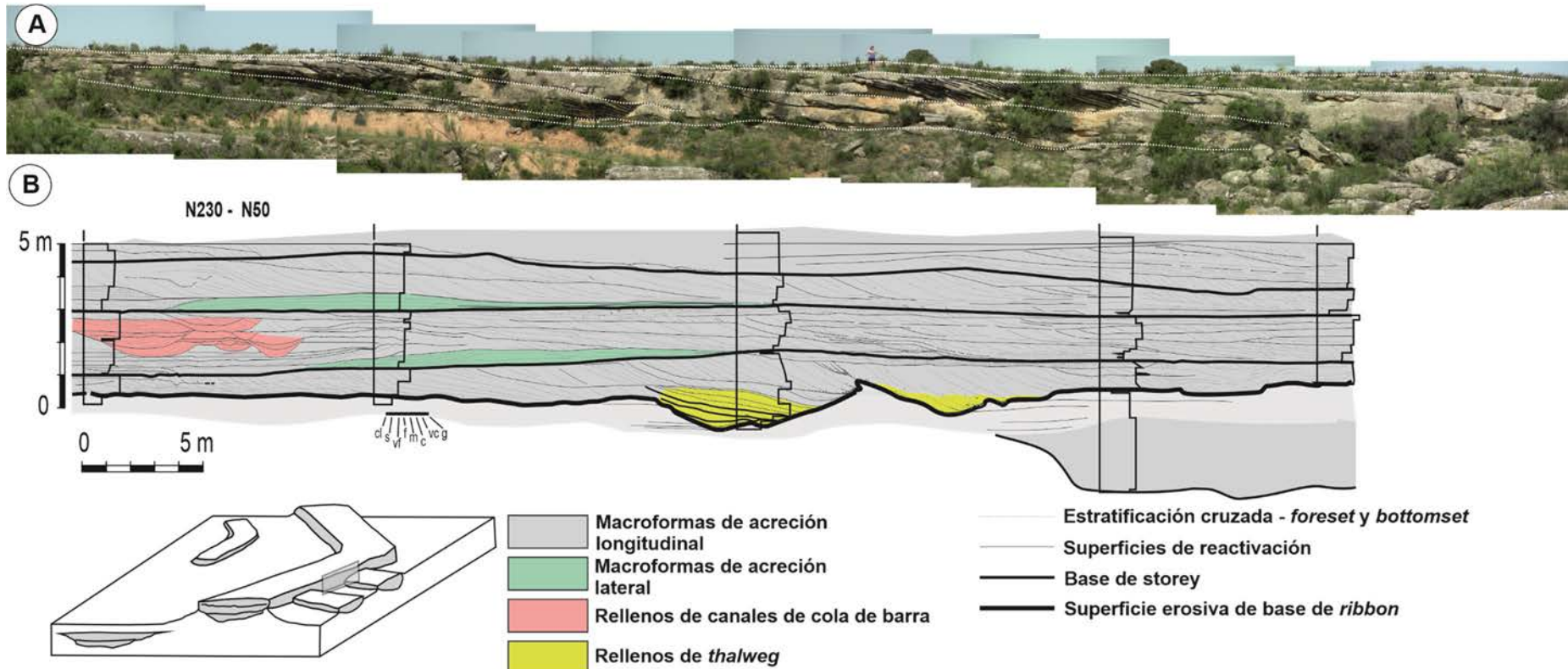


Fig. 5.9. A) Vista longitudinal de un ribbon uni-storey, compuesto por litosomas sigmoidales, interpretados como depósitos de barras libres, paleocorriente de izquierda a derecha, en este ejemplo se presentan apiladas corriente abajo; la persona que aparece en la parte superior-centro de la imagen mide 1.55 m. B) Adaptado de Cabrera et al., (2011), detalle de la estructura de un ribbon multi-storey en vista longitudinal. Los foresets y toesets se interpretan como depósitos de frente de barra; los topsets se interpretan como depósitos de dunas que migran sobre las caras de barlovento de las barras; la migración de los depósitos de cara de avalancha sobre los depósitos de toeset, de granulometría más fina resulta en secuencias granocrecientes. Las superficies de reactivación en los foresets indican fluctuaciones/discontinuidad de flujo. Los rellenos de canal de pequeña escala de la parte izquierda se interpretan como depósitos de cola de barra (cross-bar channels). Los cosets convexos hacia arriba se interpretan como depósitos de barras fijas, adosadas a los márgenes de canal y que migran lateralmente. La base del storey inferior es fuertemente erosiva y contiene las granulometrías más gruesas de la sección. Éstas se interpretan como rellenos de thalweg.

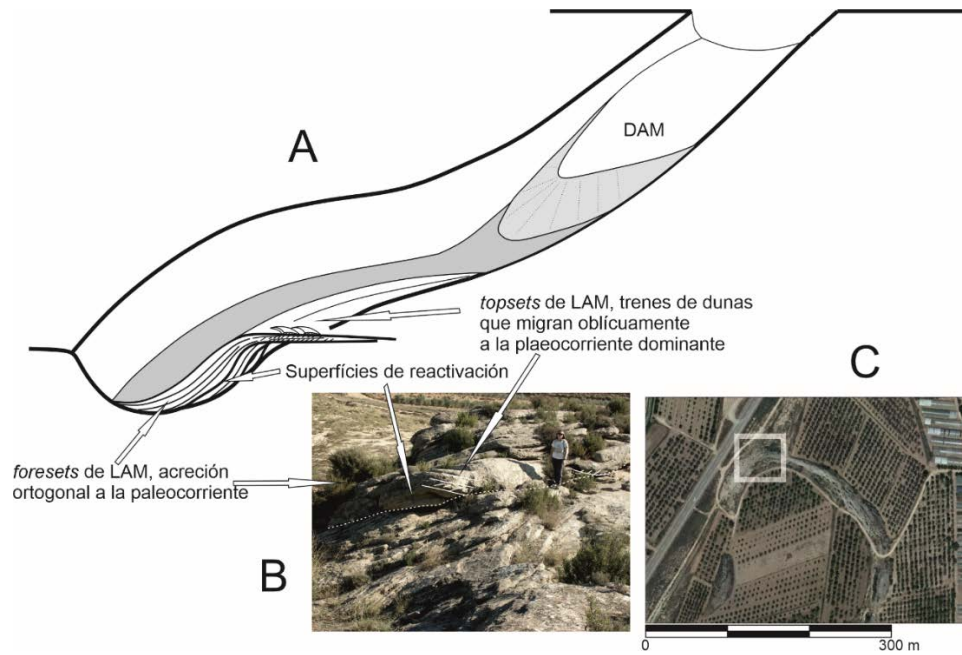


Fig. 5.10. A) Distribución de macroformas de acreción longitudinal (DAM) y lateral (LAM). Las DAM se desarrollan en segmentos de baja curvatura, como barras que migran corriente abajo; las LAM se desarrollan adosadas a los márgenes internos de tramos curvados y también adosadas a márgenes de canales de baja curvatura. B) Vista oblicua de depósitos de LAM; notar los sets de estratificación cruzada planar en el centro de la imagen, que pasan lateralmente a sets de acreción lateral; los sets de LAM se presentan truncados por superficies de reactivación. C) Situación de la LAM fotografiada en B; notar la posición de la LAM, adosada al margen interno convexo de un tramo curvo.

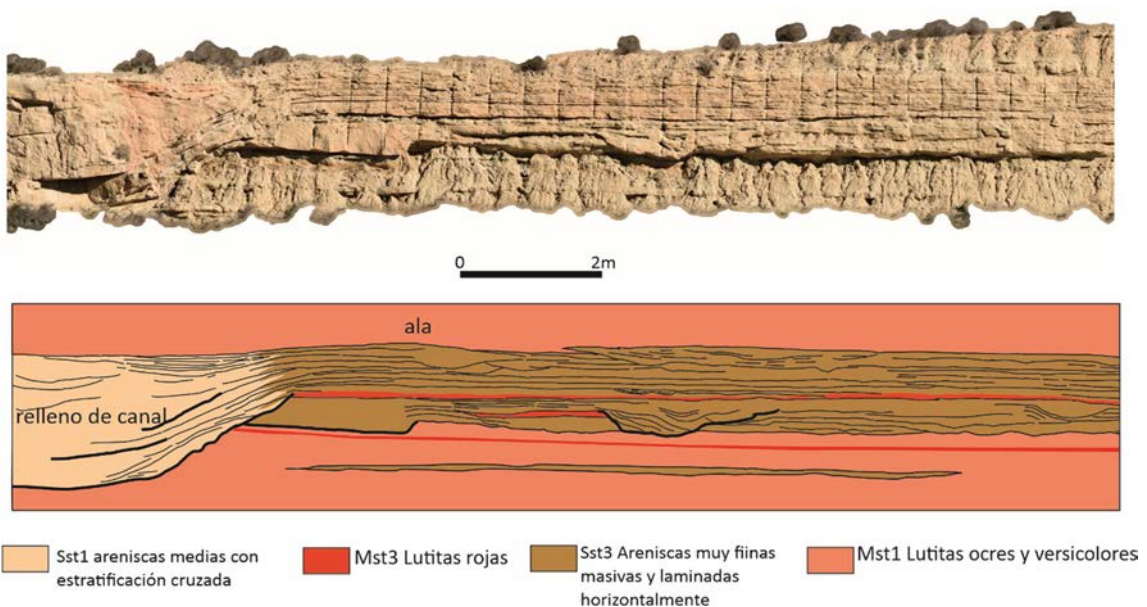


Fig. 5.11. Detalle de la estructura de un ala y de la transición entre un ala y el margen acrecional de un ribbon. Notar el paso lateral, sin solución de continuidad, entre los materiales de facies Sst3 del ala y las areniscas Sst1 de relleno de canal. Asimismo, notar que todo el espesor del relleno del canal es correlacionable con los materiales del ala, así como la estratificación plano-paralela del ala, sin clinoformas. Dicha estratificación sólo se interrumpe localmente por cicatrices canaliformes de pequeña escala, probablemente correspondientes a pequeños canales de crevasse.

Las alas de la Formación Caspe han sido interpretados como depósitos de *levee* (Allen *et al.* 1983; Mohrig *et al.* 2000; Cuevas *et al.* 2009, 2010), si bien cabe hacer una matización. De acuerdo con nuestra interpretación de la naturaleza de los *storeys* como litosomas de relleno de canal (apartado 5.2.2.), el relleno de cada *storey* puede pasar lateralmente a un depósito de desbordamiento, principalmente materiales de *levee*, y de *crevasse splay* en algunos casos. El conjunto de los depósitos de desbordamiento de un *ribbon multi-storey* forma un ala, de tal modo que un ala puede corresponder a un conjunto de depósitos de *levee* superpuestos, cada uno relacionado con un paleocanal. Es decir, en nuestra interpretación, un ala no necesariamente corresponde a un único depósito de *levee*. En este sentido, el término ala es estrictamente descriptivo de la morfología que caracteriza un elemento arquitectural. En el resto de este trabajo, utilizaremos el término ala en sentido descriptivo, para indicar un determinado elemento arquitectural, mientras que utilizaremos el término *levee* en sentido interpretativo.

Como elementos de conexión entre la llanura de inundación y los canales, la caracterización detallada de las alas y el análisis de las relaciones entre rellenos de canal, facies de llanura de inundación y *levees* es primordial para interpretar los procesos sedimentarios que se dieron en la Formación Caspe y que generaron las facies y arquitecturas cuya interpretación son el objetivo de esta tesis. Dicha caracterización y análisis se tratan en detalle en la sección 5.4. y subsección 5.4.1.

5.2.4. *Litosomas tabulares de relleno de canal.*

Son los litosomas tabulares a lenticulares (Fig. 5.12) formados por areniscas Sst1, generalmente finas, de extensión lateral de decenas a 100-150 m y espesor máximo entre 3 y 4 m. La estratificación interna es de tipo épsilon, atribuida a la migración de *point bars*, y las secuencias son estrato y granodecrecientes. Se han identificado en relativamente pocos casos. Estos litosomas aparecen típicamente en secciones predominantemente lutíticas. Se interpretan como depósitos de canales meandriiformes.



Fig. 5.12. Depósitos de *point-bar*, con estratificación de tipo *epsilon* bien desarrollada, indicando la migración lateral del canal hacia la izquierda de la imagen. El espesor del litosoma de arenisca es de 4 m.

5.2.5. *Litosomas lenticulares heterolíticos de relleno de canal.*

Son litosomas lenticulares formados por rellenos heterolíticos de canal, de facies Sst2 (Fig. 5.13). Este tipo de pueden presentarse formando los *storeys* superiores de *ribbons* o en algunos casos, aparecen encajados entre lutitas y limolitas de la litofacies Mst1. Las dimensiones medias son de unos 10 m de anchura por 3-4 de espesor. Las bases son marcadamente incididas. Las sucesiones heterolíticas que forman estos litosomas no suelen mostrar tendencias secuenciales.

Los litosomas lenticulares heterolíticos que se presentan aislados se interpretan como *on-fan channels* (Field, 2001; Cain y Mountney, 2009), formados por flujos de escorrentía o bien flujos de desbordamiento de canales próximos. En los casos en que forman los *storeys* superiores, se interpretan como depósitos de abandono lento de canal.

5.2.6. *Litosomas tabulares de arenisca.*

Estos litosomas están formados por litosomas tabulares compuestos por areniscas Sst3, formando frecuentemente secuencias estrato y granocrecientes pobremente definidas. En algunos casos estas secuencias contienen lutitas de litofacies Mst1 o Mst2 (Fig. 5.13) y, ocasionalmente, capas centimétricas de calizas lacustres Lst1. Cuando presentan laminación, ésta acostumbra a presentar estructuras de deformación sinsedimentaria. Aparentemente estos litosomas no presentan conexión con depósitos de relleno de canal. La extensión lateral máxima, medida en acantilados es de orden hectométrico. El espesor medio es de 60cm, variando entre algunos dm y 2,5 m.

Las secuencias pueden comenzar en lutitas Mst1 o Mst2. Las secuencias que incluyen también lutitas Mst2 a techo frecuentemente acaban en capas finas de calizas Lst1.

Los techos de los litosomas que se presentan encajados en lutitas rojas Mst1 muestran una rápida transición, en pocos cm, a limolitas y lutitas, y presentan frecuentes estructuras de bioturbación, como pedotúbulos rellenos de lutitas rojas, interpretados como nidos de coleópteros y hormigueros (Hasiotis, 2003). La textura masiva o laminada, junto con las tendencias grano y estratocrecientes pobremente definidas y la transición rápida a lutitas hacia techo sugieren deposición por flujos hiperconcentrados (Pierson, 2005; Sohn, Y. K., 1997).

Estos litosomas se interpretan como depósitos de lóbulos de derrame frontal (*frontal splays*) o lateral de canales (*crevasse splays*). El término “lóbulo de derrame frontal” (*frontal splay*) se aplica a un litosoma sedimentario que se deposita en la terminación subaérea de un canal fluvial, donde cesa la canalización por somerización progresiva, y el flujo se expande. Las zonas de llanuras de inundación en climas áridos y semiáridos donde cesa el flujo canalizado y pasa a ser desconfinado reciben el nombre de *floodouts* (Tooth 2000). Análogamente, un lóbulo de *crevasse splay* también es un litosoma sedimentario formado en la terminación de un canal, en este caso, de *crevasse*. Dada la similitud de procesos, es difícil atribuir a estos litosomas uno u otro origen.

La sedimentación en estos lóbulos se daría en condiciones subaéreas, tal como sugiere el emplazamiento de estos litosomas sobre lutitas rojas Mst1, o en zonas lacustres/palustres, sea en lagos someros de llanura de inundación o en márgenes de los lagos del sistema lacustre del centro de cuenca, en el caso de las secuencias que involucran litofacies de lutitas grises y carbonatos lacustres Mst2 y Lst1. La presencia de indicios de flujos altamente friccionales, frecuentes en la litofacies Sst3 (subsección 5.1.4), junto con las características que sugieren deposición por flujos hiperconcentrados podrían interpretarse como el producto de eventos de grandes avenidas, con flujos altamente cargados de sedimento, las cuales alcanzarían llanuras de inundación distales y zonas lacustres marginales.

5.2.7. *Litosomas de transición*

Los elementos de relleno de canal y los elementos de lóbulo frontal son dos tipos extremos. Entre ambas morfologías se dan morfologías intermedias, de litosomas lenticulares con relaciones W/T superiores a 15 y espesores variando entre 3 m y 1 m. (Fig. 5.14). En general, se trata de elementos de geometría lenticular, intermedia entre narrow sheets y ribbons (Gibling, 2006), los cuales suelen presentar evidencias tanto de flujos canalizados, en forma de cicatrices canaliformes rellenas de areniscas Sst1, como materiales heterolíticos de la litofacies Sst2, correspondientes a depósitos de flujos no canalizados.

Se interpretan como depósitos producidos en las zonas de transición entre las terminaciones de canales distributarios y lóbulos frontales propiamente dichos.

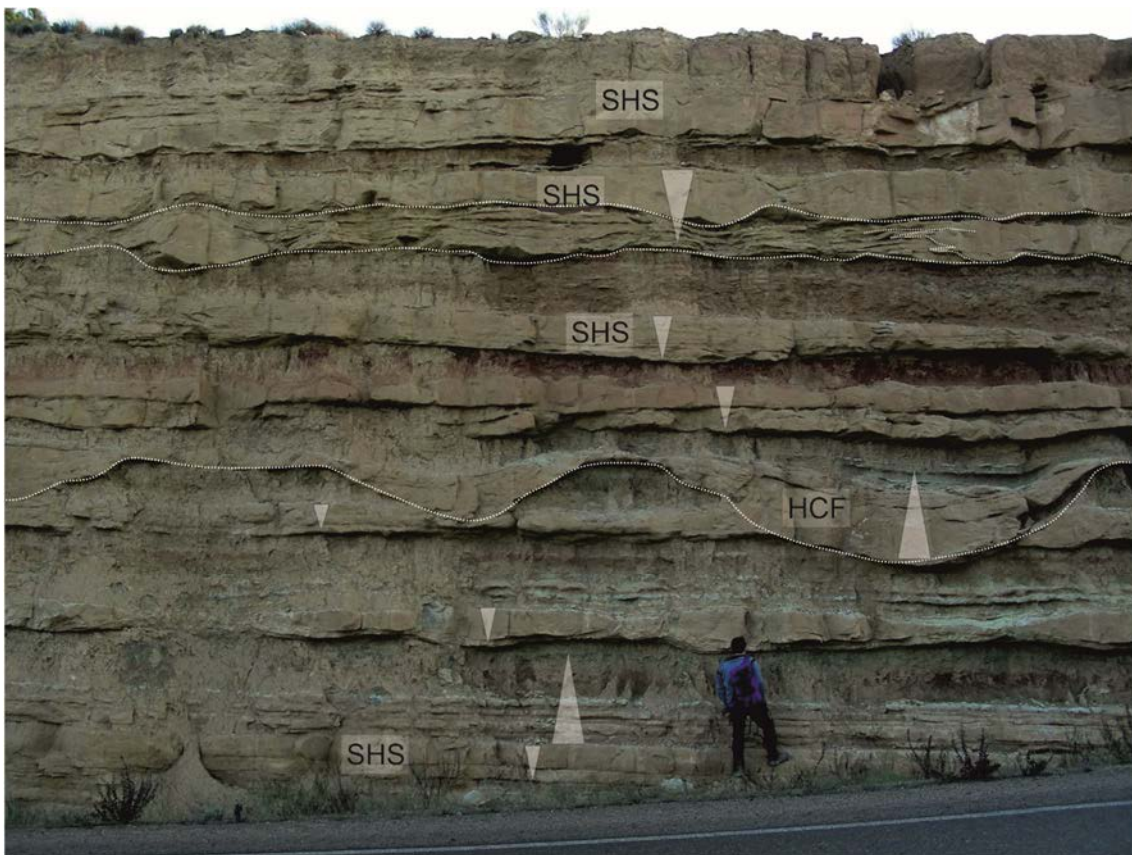


Fig. 5.13. *Litosomas tabulares de arenisca (SHS) y rellenos heterolíticos (HCF). Los litosomas tabulares de arenisca se presentan interestratificados con lutitas Mst1 y Mst2, formando secuencias estratocrecientes, interpretadas como depósitos de lóbulos frontales/laterales. Los rellenos heterolíticos se interpretan como depósitos de relleno de on-fan channel, con secuencias estrato y granodecrescientes de abandono progresivo. Las secuencias estrato y granodecrescientes que se observan en algunos litosomas tabulares se interpretan como depósitos de abandono y retrogradación de lóbulo frontal/lateral.*

5. Sedimentología.

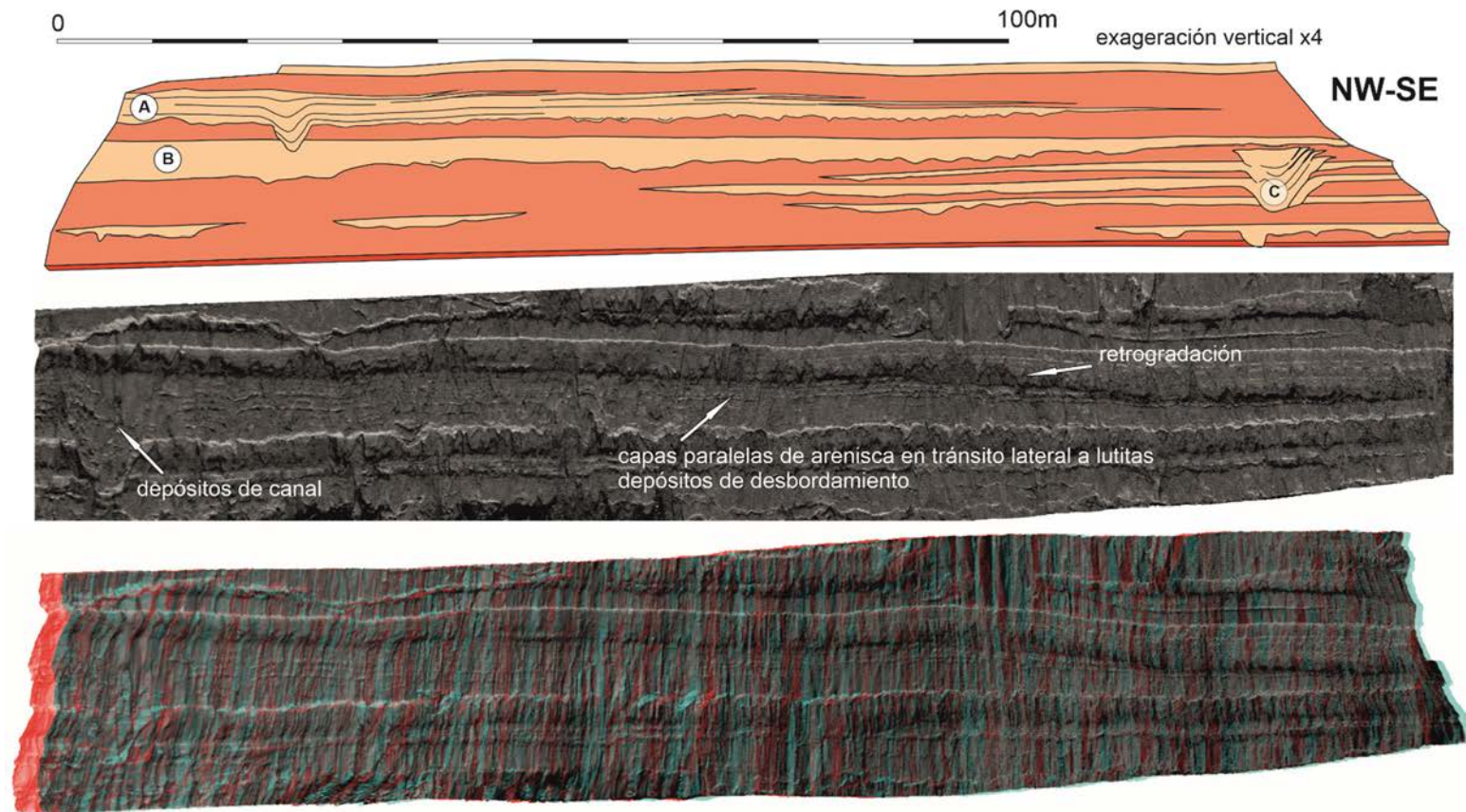


Fig.5.14. Litosomas de transición. Parte superior: esquema obtenido a partir de LIDAR combinado con fotogrametría. La base del litosoma A es erosiva; incluye un relleno de canal en su parte central, el cual pasa lateralmente a materiales heterolíticos Sst2 con estratificación paralela horizontal. El techo de este litosoma muestra un dispositivo retrogradacional, indicando abandono progresivo. Este litosoma se interpreta como el depósito de un lóbulo frontal proximal, cercano a la terminación del canal distributivo. Presenta características intermedias entre los litosomas de tipo ribbon y los litosomas tabulares de arenisca de lóbulo frontal. El litosoma B presenta unas características similares, excepto que el techo no es retrogradacional; se acuña hacia el SE, hacia el techo del litosoma C, lo cual sugiere la disposición compensacional de estos litosomas. Parte media: imagen LIDAR del litosoma A, exageración vertical x4. Parte inferior: imagen anaglífica.

5.2.8. *Lutitas masivas.*

Las lutitas masivas (Fig. 5.15) forman litosomas tabulares de litofacies Mst1, de espesor decimétrico a métrico y extensión lateral, hectométrica a kilométrica.

Estos litosomas forman el encajante del resto elementos arquitecturales. Las litofacies de lutitas puras se interpretan como depósitos de llanura de inundación, mientras que los casos en que incluyen capas finas de limolitas y areniscas muy finas se interpretan como depósitos de franja distal de *levees* y lóbulos, sean terminales o laterales.

La alternancia de niveles rojos y ocres podría interpretarse como relacionada con variaciones en las condiciones de drenaje. Alternativamente, también podrían corresponder a variaciones paleoclimáticas, si bien la dificultad de establecer la continuidad lateral de estas alternancias a escala de la formación y la falta de análisis geoquímicos impide la atribución a uno u otro origen. La presencia de horizontes de nódulos de evaporitas indica un cierto grado de aridez, con precipitación anual variable entre 134 a 300 mm (Wright, 1989).

La falta de estructuración en horizontes edáficos, junto con la relativa escasez de bioturbación sugiere que los paleosuelos fueron inmaduros en general. La inmadurez de los paleosuelos podría atribuirse a una combinación de una cierta aridez junto con una tasa de sedimentación moderada a alta.

5.2.9. *Litosomas tabulares de caliza.*

Las litofacies Lst1 y Mst2 forman litosomas de hasta 2 m de espesor y extensión lateral kilométrica, frecuentemente encajados en las lutitas rojas y ocres masivas de la litofacies Mst1 (Fig. 5.15).

Estos litosomas presentan secuencias formadas por capas centimétricas a decimétricas de lutitas grises Mst2 en la base, pasando verticalmente a calizas Lst1, o alternancias de calizas Lst1 y lutitas Mst1 y Mst2. Las calizas Lst1 contienen proporciones variables de terrígenos, variando de calizas micríticas puras a limolitas carbonáticas.

La proporción de estos litosomas respecto del resto se incrementa de S a N. En las series medidas más al S, constituyen como máximo el 5% de las secciones verticales, mientras que alcanzan el 10% en las partes más septentrionales de la zona estudiada.

Los litosomas más finos y discontinuos se interpretan como depósitos de lagos someros de llanura de inundación y zonas palustres, desconectados del sistema lacustre central y localizados en áreas topográficamente deprimidas. Los más continuos y gruesos, localizados en las partes altas de la Formación Caspe en la transición hacia las facies del sistema lacustre de Los Monegros se interpretan como depósitos de zonas marginales de dicho sistema.



Fig. 5.15. Lutitas masivas con ribbons de pequeña escala y litosomas tabulares de arenisca. El espesor de esta sección es de unos 30 m. En la parte media de la sucesión aflora un litosoma tabular de caliza, de color gris claro, interpretado como depósitos de lago somero de llanura de inundación. Notar las alternancias de color de las lutitas masivas, probablemente relacionados con cambios en las condiciones de drenaje.

5.3. Ambientes sedimentarios

Los elementos arquitecturales caracterizan diversos ambientes sedimentarios dentro del Sistema del Guadalupe – Matarranya (Cabrera 1983; Anadón *et al.* 1989a). Se han distinguido tres ambientes principales (Fig 5.16): proximal, medio y distal. En este trabajo, nos hemos basado en el modelo de Kelly y Olsen (1993), modificado por Cain y Mountney (2009) para fluvial fans terminales en contextos áridos y semiáridos.

Aparte de su posición en el sistema sedimentario, estos ambientes se caracterizan por un conjunto de elementos arquitecturales.

Así, el ambiente de abanico fluvial proximal se caracteriza por la presencia de grandes canales alimentadores y por el dominio de lutitas rojas, propias de áreas bien drenadas. Estas lutitas incluyen proporciones variables de litosomas de arenisca tabular y más raramente litosomas tabulares de caliza lacustre.

El ambiente de abanico fluvial medio se caracteriza por el dominio de litosomas de tipo *ribbon*, conectados por elementos extensos de alas y depósitos tabulares de arenisca. Las lutitas acostumbran a presentar alternancias de tonalidades propias de condiciones cambiantes de drenaje.

El ambiente de abanico fluvial distal se caracteriza por el dominio de lutitas ocreas generalmente mal drenadas, proporciones variables de litosomas tabulares de arenisca de poco espesor y de calizas correspondientes a lagos de llanura de inundación y zonas palustres, y la presencia ocasional de litosomas de canales meandriiformes y *ribbons* de pequeña escala.

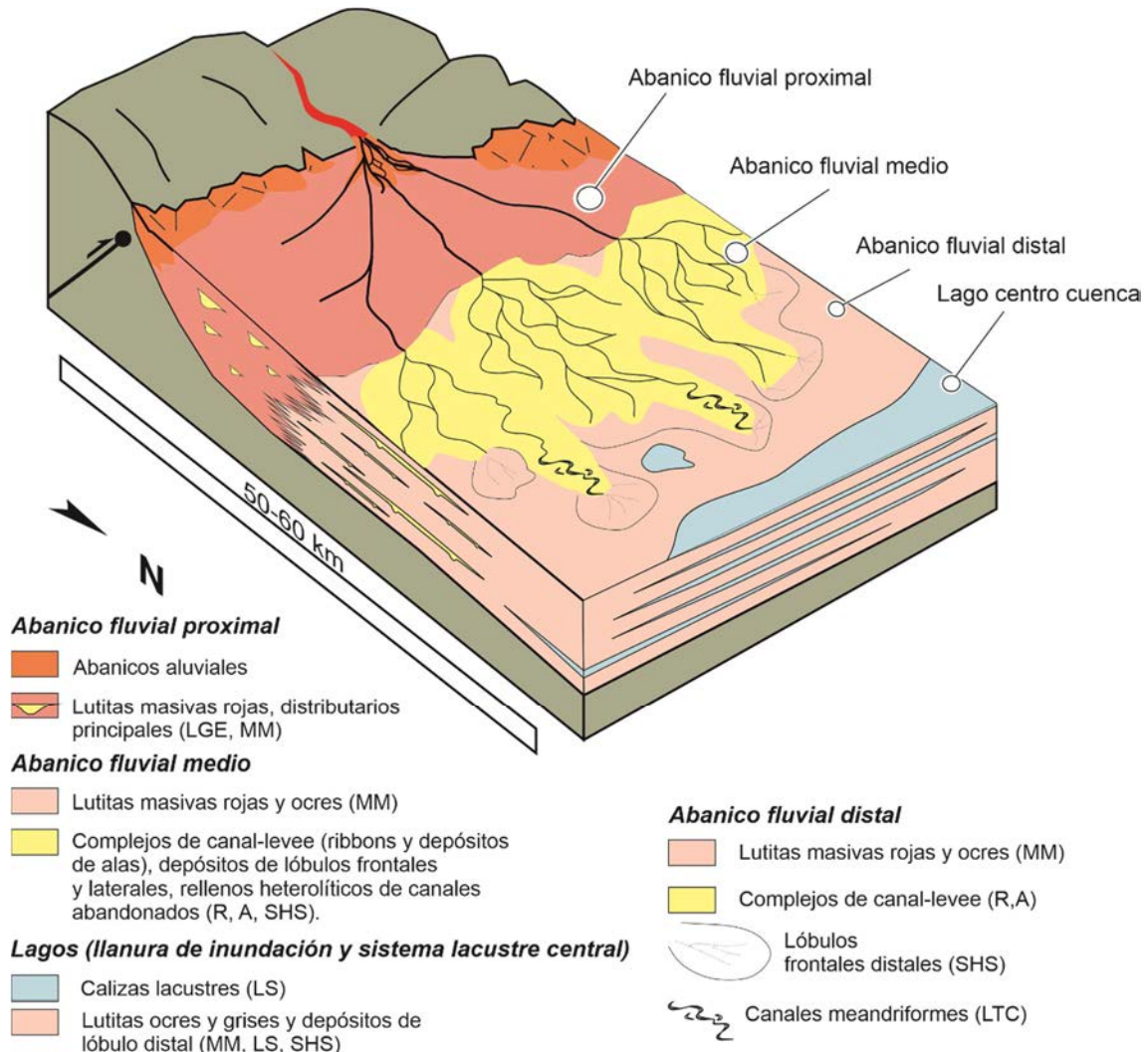


Fig. 5.16. Ambientes deposicionales del Sistema del Guadalupe-Matarranya. Los conglomerados de abanico aluvial, indicados en la zona de abanico fluvial proximal corresponden a la formación Conglomerados de Fórnoles, la cual queda fuera del ámbito de este estudio. Se detalla la distribución de los elementos arquitecturales principales que son más frecuentes en cada ambiente, indicándolos mediante las siglas que los identifican en la Tabla 5.2 (págs. 115 a 117).

En este trabajo, se ha identificado una muy poco marcada tendencia a la disminución del espesor de los *ribbons* en sentido proximal-distal (Gráf. 5.2), la cual no puede considerarse estadísticamente significativa. Tampoco hemos observado una disminución sistemática del número de *storeys* por *ribbon*.

Debido a la falta de capas guía continuas que permitan correlaciones de detalle a escala de la formación, tampoco se ha podido establecer una distribución estratigráfica detallada de estos elementos. En cambio, dichos elementos arquitecturales presentan unos ciertos patrones de distribución vertical a escala de afloramiento, tal como se describirá en el apartado 5.5.

5.4. Relaciones entre elementos de canal y de llanura de inundación.

La determinación de los procesos formativos de los *ribbons* requiere la combinación del análisis de facies y arquitectural presentado en los apartados 5.1, 5.2 y 5.3 con un análisis focalizado en las relaciones espaciales entre las litofacies y elementos arquitecturales de llanura de inundación y las de canal. Se trata de determinar con la mayor precisión y grado de detalle posible las relaciones de continuidad entre ambos tipos de litofacies y los elementos arquitecturales correspondientes.

En este apartado describimos la arquitectura desde dos puntos de vista: i) las relaciones entre los rellenos de canal y los depósitos de desbordamiento y ii) los parámetros morfológicos que permiten caracterizar la dinámica de los cinturones de canales que dieron lugar a los *ribbons*. Las interpretaciones correspondientes a las descripciones presentadas en esta sección se detallan en la sección 5.7, más específicamente en la subsección 5.7.1.

5.4.1. Relación entre rellenos de canal y sedimentos de llanura de inundación.

Tal como se describe en los apartados 5.2.2 y 5.2.3, los rellenos de canal de la parte superior de los *ribbons* conectan sin solución de continuidad con los depósitos de alas. Ahora bien, si en los trabajos realizados hasta la fecha se ha descrito la relación de continuidad entre los rellenos de canal y las alas (Williams 1975; Friend *et al.* 1986; Mohrig *et al.* 2000; Cuevas *et al.* 2009, 2010), no se ha determinado de una manera precisa la relación de las alas con las facies de llanura de inundación. A los efectos del presente trabajo, consideramos que podrían darse dos tipos extremos de relación arquitectural: o bien la relación entre alas y llanura de inundación es de transición lateral, o bien hay una separación neta, con *onlap* de las facies de llanura de inundación sobre la superficie superior de las alas. El primer caso implica relaciones de continuidad horizontal entre litofacies, mientras que el segundo implica relaciones de angularidad y discontinuidad. Ambos tipos corresponden a relaciones dinámicas diferentes entre los canales y las llanuras de inundación, por lo cual en este apartado se analizan las relaciones arquitecturales entre alas y depósitos de llanura de inundación.

Por tanto, se hace necesario identificar posibles clinofomas en las facies de desbordamiento que conecten los rellenos de canal con los materiales de llanura de inundación, así como la existencia de posibles relaciones de *onlap* de los materiales de llanura de inundación sobre los de *levee*. Dichas relaciones de angularidad y recubrimiento pueden ser muy sutiles, en general inferiores a 5° (Brierley *et al.* 1997), por lo que el análisis a partir de fotografías apoyadas en medidas directas en campo pueden no ofrecer suficiente precisión. La compactación diferencial puede producir efectos semejantes, especialmente en secuencias que contienen carbón (Brierley *et al.* 1997), si bien la ausencia de carbón en las series estudiadas, así como la práctica inexistencia de niveles de arcillas puras permiten asumir que los efectos causados por compactación diferencial serían negligibles. Dado el nivel de precisión requerido, se ha recurrido a la exploración LIDAR y a reconstrucciones fotogramétricas de afloramientos corregidas con los datos de LIDAR cuando ha sido posible. Las densidades de puntos de las exploraciones LIDAR utilizadas varían entre 800 puntos/m² y 6700 puntos/m². Las densidades inferiores son suficientes para mediciones generales de elementos

arquitecturales, mientras que las densidades mayores se han aplicado a aquellas exploraciones en que ha sido necesaria la determinación de relaciones espaciales entre litofacies con precisión centimétrica, necesaria para determinar ángulos del orden de 5° e inferior. Dada la sutileza de las relaciones angulares que se buscan, hemos recurrido a la exageración vertical de los modelos por un factor de 3 a 5, a fin de resaltar visualmente las relaciones de angularidad entre superficies. Una vez se han identificado relaciones de angularidad significativas, se han medido sobre los modelos exagerados y posteriormente se han restituido los valores exagerados a los originales. Las exploraciones LIDAR se han combinado con reconstrucciones fotogramétricas a fin de identificar las diferentes litofacies sobre las superficies reconstruidas mediante LIDAR. Las reconstrucciones fotogramétricas se han obtenido mediante el programa Zephyr™. Posteriormente, estas reconstrucciones se han rectificado y proyectado sobre los modelos LIDAR mediante el programa CloudCompare (CloudCompare 2.11.3, 2019).

Cuando sólo se ha dispuesto de reconstrucciones fotogramétricas, se asume que el proceso de restitución fotogramétrica elimina o cuando menos minimiza la deformación introducida por los efectos de perspectiva, inevitable en fotografías y fotomosaicos convencionales.

El análisis de las relaciones espaciales entre los *ribbons* y los elementos arquitecturales que constituyen el encajante, se ha realizado en detalle en afloramientos representativos. El criterio de selección de los afloramientos se ha basado en la extensión, tanto vertical como horizontal, su calidad y la dispersión geográfica a fin de caracterizar zonas que correspondan a diferentes ambientes del sistema fluvial de la Formación Caspe (Fig 5.16).

El afloramiento del Cinglo de Miraflores (Figs. 5.17, 5.18) es particularmente adecuado para analizar las relaciones de continuidad entre los rellenos de canal y los materiales de desbordamiento y llanura de inundación. Es un ejemplo representativo del tipo de relaciones arquitecturales observadas en estos afloramientos. Permite trazar las superficies que relacionan los elementos arquitecturales a lo largo de cientos de metros, y la cobertura LIDAR que se ha realizado tiene una densidad y precisión suficiente (1700 puntos/m², con precisión centimétrica) para determinar variaciones de espesor y relaciones de angularidad sutiles a escala de cientos de m. Dicho afloramiento se sitúa en un acantilado del margen izquierdo del Guadalope a 7,4 Km al SE de Caspe, y tiene unas dimensiones de unos 40 m de altura por 600 m de extensión lateral (consultar localización en el Anexo 1). El modelo fotogramétrico correspondiente a este afloramiento puede visualizarse en <https://skfb.ly/66Qyr>.

La figura Fig 5.17 corresponde a un esquema simplificado de este afloramiento. Se distinguen cuatro intervalos: dos intervalos formados por rellenos de canal y sus depósitos de desbordamiento correlativos, y dos intervalos dominados por depósitos de lóbulo frontal. La secuencia del afloramiento termina en una capa de caliza lacustre, la cual se ha tomado como referencia horizontal.

Se han analizado 5 afloramientos:

Afloramiento	Exploración	Densidad LIDAR	Ambiente deposicional
Cinglo de Masatrigos	Fotogrametría	N/A	Abanico medio
Cinglo de Miraflores	Fotogrametría, LIDAR	1700 p/m2	Abanico medio
La Badina	Fotogrametría, LIDAR	800 p/m2	Abanico proximal
El Puente	Fotogrametría, LIDAR	6700 p/m2	Abanico medio-distal
Caseres	Fotogrametría, LIDAR	6700 p/m2	Abanico medio-distal

Tabla 5.3. Lista de afloramientos. Véase posición en Anexo A 2.2.

Los dos litosomas del nivel superior de rellenos de canal corresponden a dos secciones de un mismo *ribbon*, subparalelo al afloramiento, Por tanto, todo el intervalo de unos 3.4 -4 m de espesor, formado por facies heterolíticas entre las dos secciones corresponde a los materiales de las alas de este *ribbon*, vistos en sección aproximadamente paralela a la paleocorriente principal. En dicho intervalo, se puede observar como las capas de los materiales de alas se ven interrumpidas localmente por cicatrices canaliformes de hasta 1.40 m de profundidad. Dichas cicatrices canaliformes pueden interpretarse como canales de *crevasse* excavados en los materiales del *levee*. Asumiendo una posición de estas cicatrices cercana al paleocanal principal, la profundidad del canal de *crevasse* se podría asumir como una aproximación a la altura de la cresta del *levee* respecto de la llanura de inundación. Asumiendo una extensión lateral mínima del *levee* de 300 m (a partir de las medidas hechas en el mismo afloramiento), la pendiente resultante sería de 0.28°. Dicha pendiente inferida nos daría una idea de la sutileza de las posibles clinofomas a identificar. Cabe remarcar que las cicatrices erosivas interpretadas como canales de *crevasse* nunca atraviesan el espesor total del intervalo, sino que afectan como máximo a un tercio del espesor total. Esta observación indicaría que el espesor total del intervalo es superior, al menos en un 300% a la altura máxima de las crestas de los *levees*.

El *ribbon* (litosoma D en la Fig. 17, Figs. 5.19 y 5.20) localizado en la parte E inferior del afloramiento ejemplifica las relaciones arquitecturales entre rellenos de canal, facies de desbordamiento y de llanura de inundación a lo largo de varios centenares de m en sección transversal a la paleocorriente y es, posiblemente, el afloramiento que permite el análisis de la continuidad lateral entre elementos arquitecturales a lo largo de la mayor extensión observable.

La Fig. 5.18 corresponde a la parte inferior del afloramiento, obtenida a partir de LIDAR. En esta figura se describen las relaciones espaciales y de angularidad entre el relleno de canal de la figura 5.19, las facies de *levee* y las de llanura de inundación. El *ribbon* que se analiza en detalle es asimétrico. El margen E es predominantemente erosivo, de tal manera que las alas quedan separadas del litosoma central por una cicatriz erosiva, excepto en el *storey* más superior. El margen W es acrecional, de tal manera que los materiales del ala W pasan lateralmente a las areniscas del litosoma central sin solución de continuidad, y las bases de las capas de arenisca que forman las alas pasan lateralmente a superficies erosivas cóncavas hacia el interior del litosoma central. En sentido opuesto, las capas que forman las alas del canal pueden trazarse lateralmente a lo largo de unos 400 m hacia el W.

5. Sedimentología.

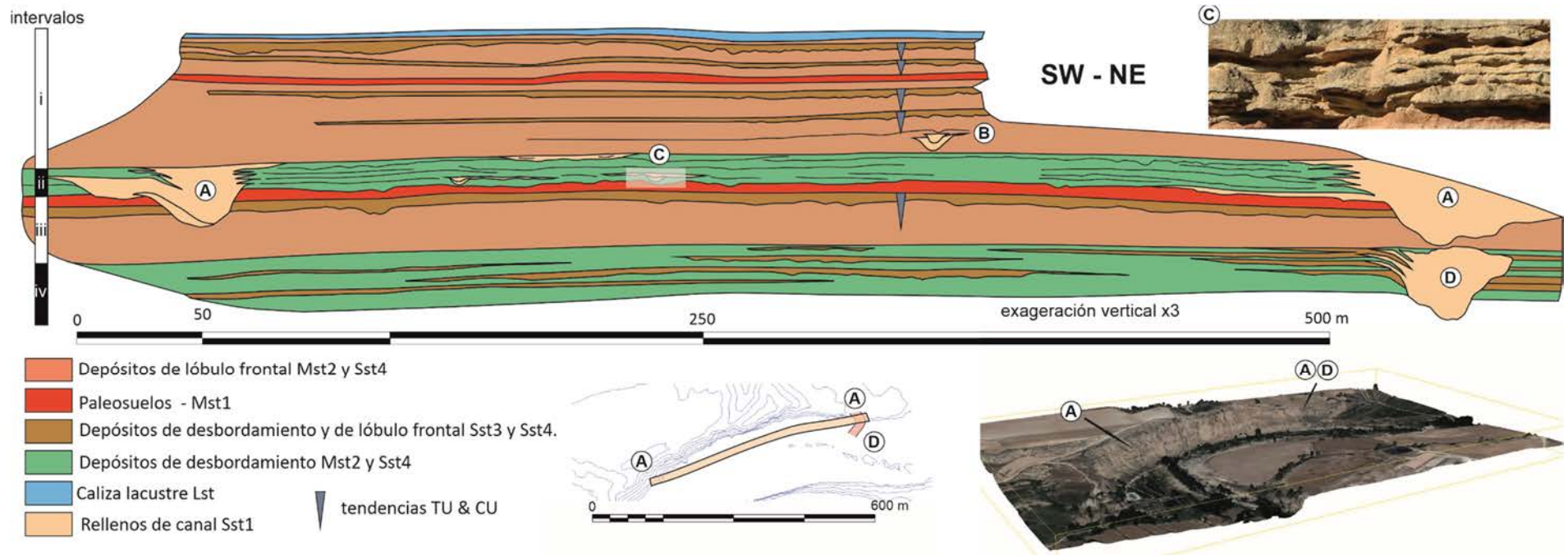


Fig. 5.17. Esquema simplificado del afloramiento de Miraflores. Elaborado a partir de una reconstrucción fotogramétrica corregida con datos de LIDAR. Se ha abatido a la horizontal tomando como referencia la capa de caliza lacustre situada a techo. El afloramiento se divide en cuatro intervalos, de techo a base: i) intervalo dominado por secuencias grano y estratocrecientes, interpretadas como depósitos de lóbulos frontales, incluye rellenos de canal de pequeña escala (B) de tipo HCF, interpretados como on-fan channels; ii) ribbon suparalelo al afloramiento (los litosomas A localizados en los extremos del afloramiento corresponden a secciones de un mismo ribbon), formado por los depósitos de canal y los de desbordamientos directamente relacionados (depósitos de levee/crevasse splay, y de canal de crevasse) (C); iii) intervalo dominado por depósitos de lóbulo frontal y finalmente iv) un intervalo correspondiente al ribbon D y sus materiales de desbordamiento. Este último intervalo se describe con mayor detalle en la figura 5.18.

5. Sedimentología.

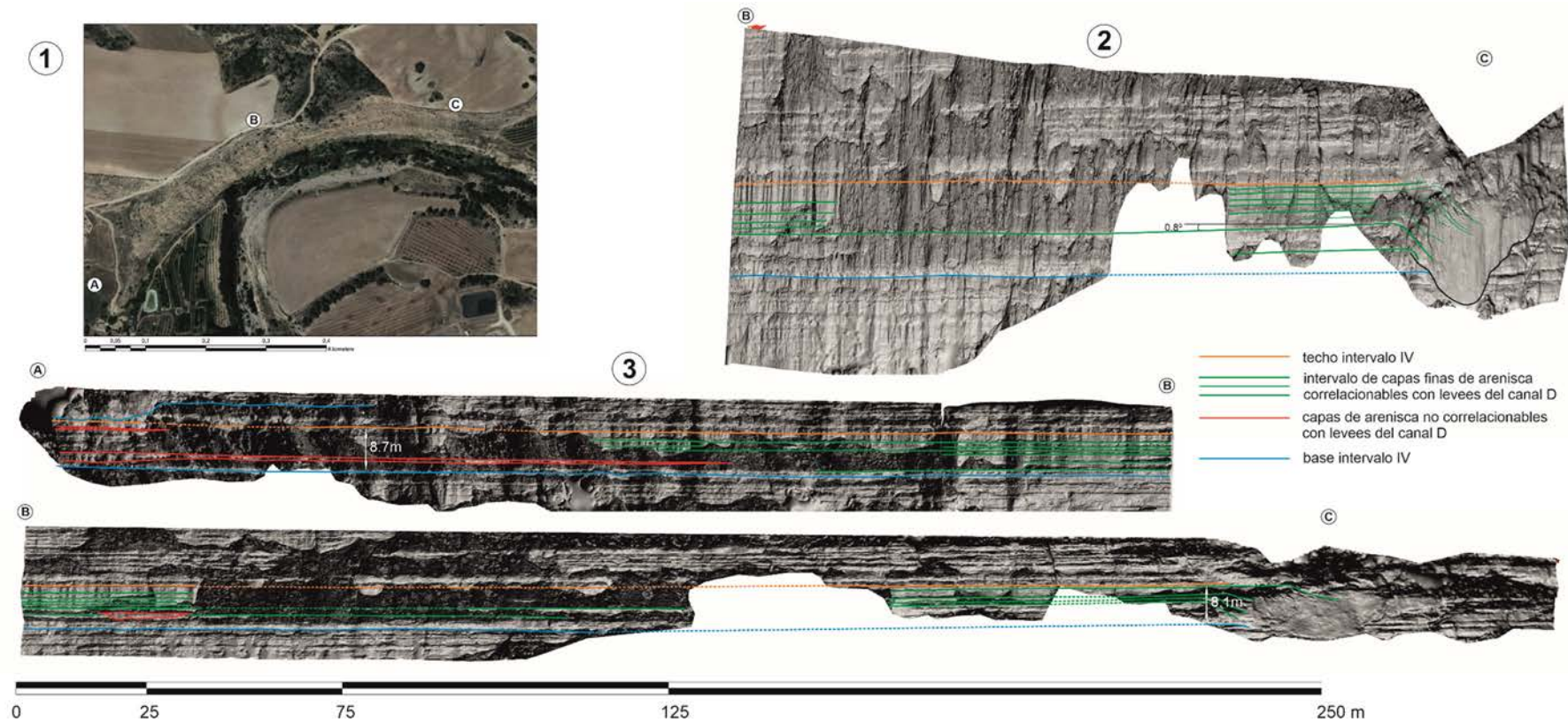


Fig. 5.18. Cinglo de Miraflores. Imagen LIDAR del intervalo iv) de la figura anterior. De izquierda a derecha y de arriba abajo: 1) posición del afloramiento; 2) parte E con exageración vertical $\times 3$, notar que las capas de levee (líneas verdes) del ribbon D muestran un buzamiento local inferior a 1° ; éste buzamiento se atenúa hacia el W, indicando la existencia de una paleotopografía muy sutil, localizada inmediatamente junto al canal; 3) intervalo iv completo sin exageración vertical. Línea naranja: thin bed que marca el techo del relleno de paleocanal. Línea azul: techo de una capa de arenisca cortada por la base del canal. Los dos marcadores son trazables a lo largo de la mayor parte del afloramiento, conservando el paralelismo y el espesor entre ambos, con variaciones entre 8.7 m y 8.1 m. Entre dichos marcadores, la sucesión está formada por thin beds de arenisca que conectan con las capas del ala W del canal (líneas verdes). Hacia la parte W del afloramiento aparecen capas de arenisca (líneas rojas) que se acuñan hacia el E, interdigitándose con los materiales lateralmente equivalentes al ala W del paleocanal

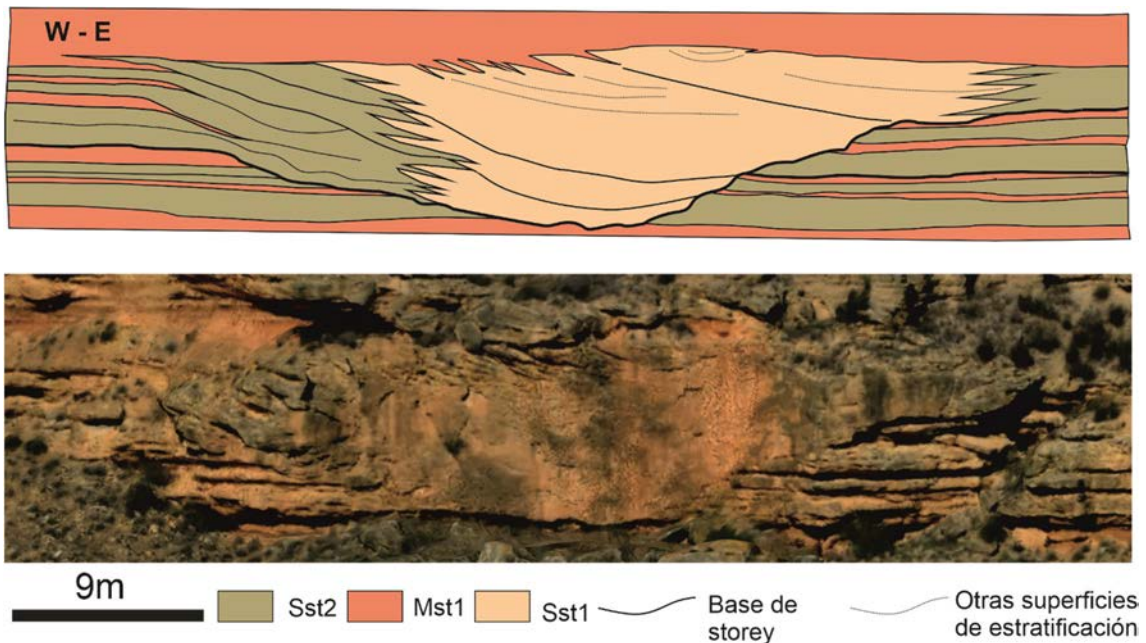


Fig 5.19. Detalle del ribbon D de la Fig 5.18. El margen izquierdo es acrecional, el margen derecho es predominantemente erosivo.

Localmente, los techos de las alas (líneas verdes en la Fig. 5.18) muestran un buzamiento inferior a 1° , que afecta a la parte de estas capas adyacente al canal, en los primeros 50 m.

La estructura interna de las capas, tal como se observa en el escaneado LIDAR y en reconstrucciones fotogramétricas está caracterizada por bases netas, localmente onduladas, indicando un carácter débilmente erosivo o agradacional. Internamente son masivas, presentando también cicatrices de bajo relieve. Localmente pueden presentar cicatrices canaliformes con estructuras de relleno de canal, de espesor igual o inferior al total de cada capa. Dichas capas forman un intervalo de unos 8 m de espesor medio, variando entre 8.7 y 8.1 m de espesor y que corresponde a la parte agradacional del *ribbon*. Dicha variación no es sistemática en una u otra dirección, y consideramos que no puede atribuirse claramente a efectos de compactación o de topografía original del depósito. En cualquier caso, aparte de la práctica conservación de espesor, dicho intervalo se caracteriza por la horizontalidad de las capas excepto en una zona de unos 50 m de longitud adyacente al *ribbon* (Figs 5.18, 5.20).

Por tanto, se identifica una clinofoma muy sutil adyacente al *ribbon*. Ahora bien, la práctica conservación de espesor a lo largo de todo el tramo observable de 400 m demuestra que las capas de ala no forman un único litosoma, con un límite superior neto y sobre el cual las litofacies de llanura de inundación se dispongan en *onlap*. Tampoco se disponen en *offlap*, con *downlap* sobre los materiales de llanura de inundación. Sólo localmente se puede inferir una clinofoma, si bien la sobreelevación correspondiente a dicha clinofoma respecto a la llanura de inundación circundante equivaldría al espesor de la capa de desbordamiento en la parte contigua al canal (Fig 5.20).

Otra observación remarcable en este afloramiento es la presencia de capas de arenisca de espesor decimétrico en la parte W, las cuales se acuña hacia el E y que se interdigitan con los materiales del intervalo antes aludido (Fig. 5.18). Dicha observación sugiere que los materiales de las alas de *ribbon* D se interdigitan con depósitos provenientes de otros canales situados en posiciones topográficas equivalentes.

En resumen, las alas del *ribbon* D descrito corresponden a un conjunto de *levees* superpuestos, cada uno conectado sin solución de continuidad a un relleno de canal. Dicho conjunto de *levees* no se dispone en *offlap* ni forma *downlap* sobre los materiales de llanura de inundación, sino que se interdigita con éstos. Las cliniformas que se reconocen son muy sutiles, inferiores a 0.3° , circunscritas a cada capa de *levee* y en los 50 m adyacentes al *ribbon*.

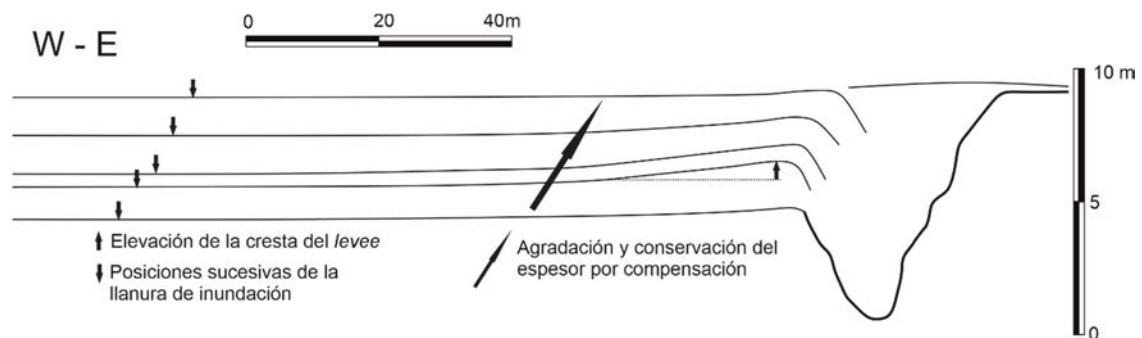


Fig. 5.20. Detalle de la cliniforma identificada en los materiales de levee del canal D (Figs. 5.17, 5.18, 5.19). Notar que las capas de levee no forman secuencias de *offlap*, ni se disponen en *downlap* sobre los materiales de llanura de inundación, sino que se mantienen paralelas. La sobrelevación del canal respecto a la llanura de inundación adyacente, sería como máximo el valor de la altura de una capa de levee.

5.4.2. Parámetros morfológicos y cinemática de cinturones de canales.

De la relación entre espesor total y número de *storeys* (Gráf. 5.4) se desprende que la relación W/T está en relación directa con el número de *storeys* de cada *ribbon*. Ahora bien la relación W/T por si sola proporciona poca información relativa a la relación entre los procesos de agradación y de migración lateral ya que no tiene en cuenta el carácter uni- o *multistorey* de los litosomas. Estrechamente relacionado con la relación W/T, Gibling y Rust (1990) y Gibling (2006) definen el concepto de índice de agradación. Dichos autores definen dicho índice como el cociente entre las distancias vertical y horizontal entre dos puntos consecutivos de máxima concavidad en dos superficies de acreción (Fig. 5.21) dentro de un relleno de canal, y es proporcional a la relación entre la tasa de acreción vertical y la tasa de migración lateral del canal.

Adaptando este concepto a los *ribbons multistorey* de la Formación Caspe, podemos definir este índice de agradación como el cociente entre la distancia vertical y horizontal entre los *thalwegs* de dos *storeys* consecutivos. Es decir, extendemos el concepto de índice de agradación para aplicarlo a la evolución no de un canal, sino a un cinturón de canales.

El índice de agradación así adaptado a nuestro caso, sería un valor promedio de la cinemática de un cinturón de canales, definida ésta como la evolución de la morfología

del cinturón de canales en el tiempo (estratigrafía). Ahora bien, el índice de agradación caracteriza el cinturón de canales en su conjunto, pero no la evolución temporal (estratigráfica) de un cinturón de canales junto con los materiales de desbordamiento relacionados.

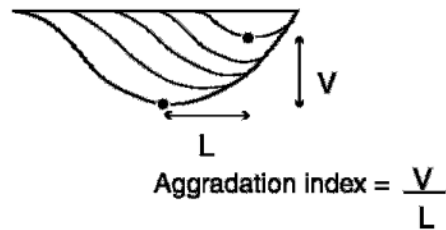


Fig. 5.21. Índice de agradación, según Gibling (2006)

Con el fin de caracterizar la arquitectura de los cinturones de canales en función de su evolución estratigráfica, Jobe *et al.* (2016, 2020), basándose en y extendiendo el parámetro de movilidad de canal de Jerolmack y Mohrig (2007), definen los conceptos de trayectoria de canal y parámetro de movilidad estratigráfica.

La trayectoria de canal es la línea que une la posición de los *thalwegs* de un cinturón de canales en sección perpendicular a la paleopendiente (Fig. 5.22).

El parámetro de movilidad de canal (Jerolmack y Mohrig 2007) es la relación entre las tasas de avulsión y de migración lateral en canales fluviales actuales, mientras que el parámetro de movilidad estratigráfica (Jobe *et al.* 2016) corresponde a la extrapolación del concepto de movilidad del canal a los depósitos de canal preservados en el registro fósil. El parámetro de movilidad estratigráfica M_{sb} se define como:

$$M_{sb} = \frac{(B_{cb} - B)H}{(H_{cb} - H)B}$$

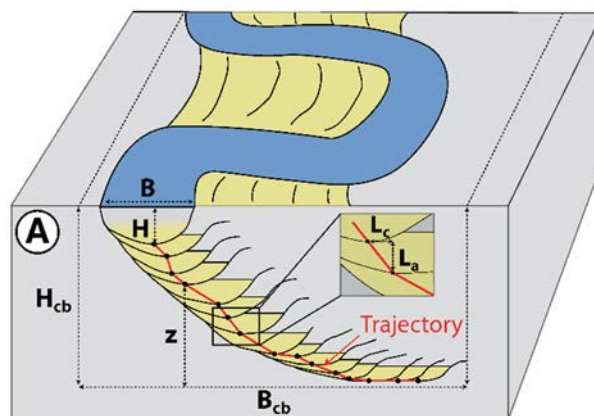


Fig. 5.22. Trayectoria del canal y parámetros relevantes para el cálculo del parámetro de movilidad estratigráfica. Según Jobe *et al.* (2016)

Donde B es la anchura de un canal, H es la profundidad de flujo de un canal, Bcb es la anchura del cinturón de canales, y Hcb es el espesor de un cinturón de canales. Por simplicidad, se asume que B y H son aproximadamente constantes y se toma el valor del canal más reciente.

Msb caracteriza la trayectoria del canal, la cual resulta del acoplamiento entre la agradación del canal y de los materiales de desbordamiento (Jobe *et al.*, 2016). Por tanto, consideramos Msb como un parámetro especialmente útil para en análisis que se plantea en este trabajo, dado que integra la relación entre la dinámica de canal y de llanura de inundación.

Adaptando el análisis de Jobe *et al* (2016) a los *ribbons* de la Formación Caspe, asumimos que:

- B corresponde al valor promedio de la anchura de los *storeys* de un *ribbon multistorey*.
- H corresponde al espesor de cada *storey*, medido entre el *thalweg* y la inflexión entre el margen del ala y la base del *storey*.
- Bcb corresponde a la anchura del litosoma central del *ribbon*.
- Hcb corresponde al espesor total del *ribbon*.

La Fig 5.23 es un ejemplo de caracterización de un *ribbon* mediante los parámetros indicados.

El valor promedio de Msb para una muestra de *ribbons* de la Formación Caspe es de 0,3, variando entre 0 y 1,33 (Tabla 5.4).

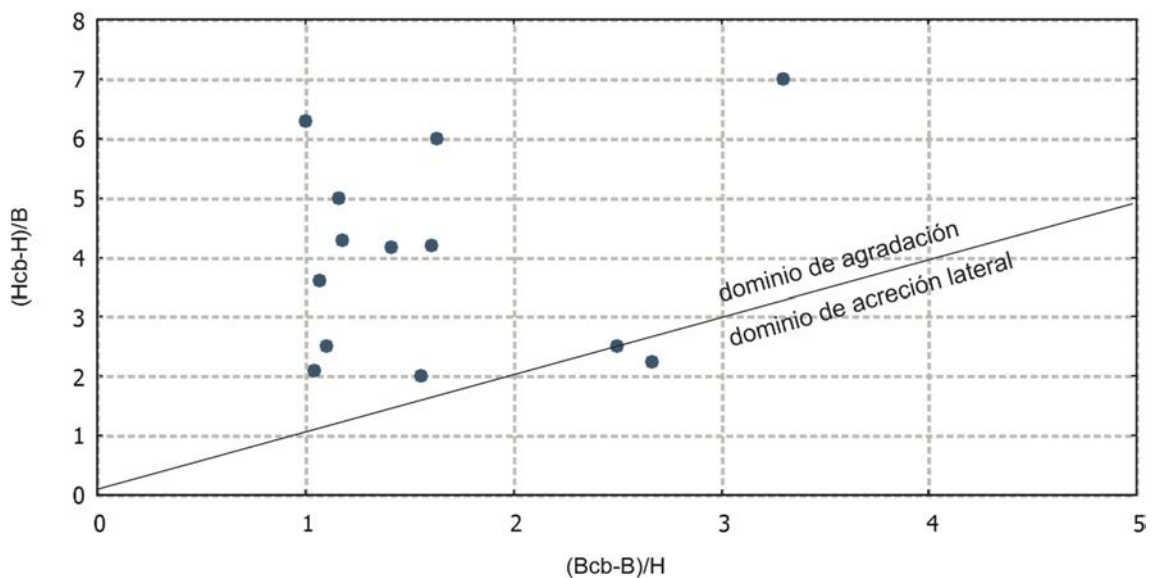
La gráfica 5.6 representa los valores de $(Bcb - B) / H$ respecto de $(Hcb - H) / B$ para una muestra de *ribbons* en los cuales se pueden obtener estos parámetros de forma no ambigua. Según Jobe *et al.* (2016) representa la influencia relativa de los procesos de agradación respecto de los de migración lateral. En el caso de los *ribbons* analizados, es importante resaltar que esta gráfica indica la dominancia de los procesos de agradación sobre los de migración lateral. El valor de Msb se interpreta en la sección 5.7.1 y se discute en la sección 7.2.

5.5. Relaciones entre elementos arquitecturales a meso y macroescala.

Hasta aquí hemos presentado una descripción de las relaciones arquitecturales y parámetros morfológicos que caracterizan la dinámica a escala de ambiente sedimentario, en este caso a escala del ambiente formado por el conjunto canal – llanura de inundación. En otras palabras, hemos presentado una caracterización de los *ribbons*. Ahora bien, la caracterización de la dinámica del sistema sedimentario en su conjunto requiere del análisis a dos escalas superiores: la de conjuntos de *ribbons*, tanto desde el punto de vista de su organización espacial (subsección 5.5.1) como secuencial en relación con el resto de elementos arquitecturales (subsección 5.5.2), y la escala de formación. Respecto de ésta última (subsección 5.5.3), presentaremos una aproximación a la organización estratigráfica de los *ribbons*.

Bcb	B	Hcb	H	Msb
16	15	9,7	2,7	0,03
25	24	9	4,3	0,04
11	10	2	0,8	0,07
29	25	7	1,4	0,04
29	18	10	2,39	0,19
38	27	10	2,4	0,13
8	3	1,8	0,8	1,33
7	4,5	1,6	0,8	0,56
4	4	1,7	0,27	0,00
25	10	5	2	1,00
33	10	7	1	0,38
26	22	6	1,4	0,06
13	8	3	0,5	0,13

Tabla 5.4. Parámetros de forma y valores de movilidad estratigráfica Msb para una muestra de 13 ribbons.



Gráf. 5.6. Los parámetros que caracterizan la movilidad estratigráfica de los ribbons analizados indican que los procesos de agradación dominaban sobre los procesos de migración lateral en los cinturones de canales en los cuales se sedimentaron. La relación entre agradación y migración lateral que observamos en la Formación Caspe es cercana a la determinada por Jobe et al (2016) para una muestra de canales turbidíticos, y netamente diferente de la que correspondería a canales fluviales dominados por procesos de migración lateral.

5. Sedimentología.

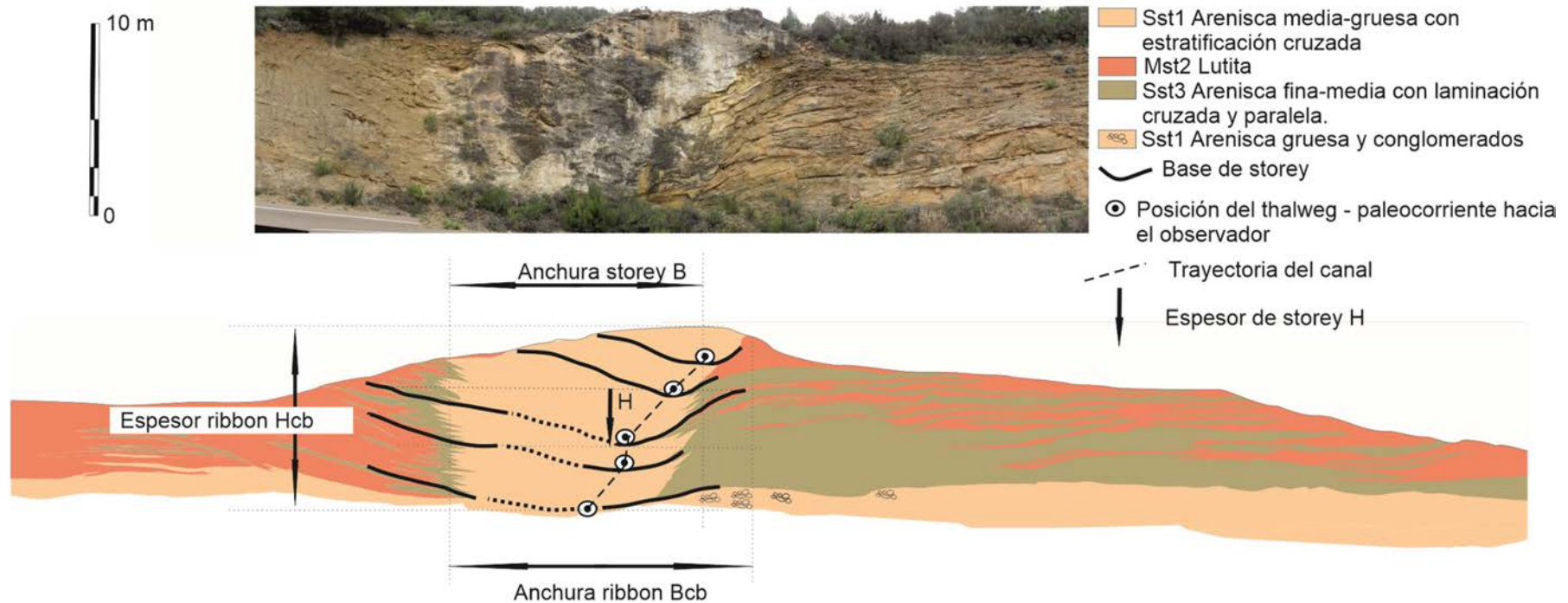


Fig. 5.23. Ejemplo de aplicación de los criterios de Jobe et al (2016) al cálculo del parámetro de movilidad estratigráfica. Se ha tomado el espesor de los storeys, medido entre el punto más bajo de cada storey y el punto de inflexión entre el levee y la cicatriz de basal de cada storey como indicador de la paleoprofundidad de flujo. Asumiendo que cada ribbon sería una superposición de canales (storeys), cada ribbon puede considerarse como el depósito de un cinturón de canales; los parámetros H_{cb} y B_{cb} , que en el modelo de Jobe et al. (2016) caracterizan cinturones de canales, en nuestro caso, caracterizan ribbons y asumimos que la anchura de los canales es la anchura de los storeys.

La dinámica del sistema sedimentario condiciona la morfología de la red fluvial y de la arquitectura a escala de formación. Por ello, presentamos la interpretación de las relaciones arquitecturales descritas en esta sección en las subsecciones 5.7.3 y 5.7.4: morfología de la red fluvial y arquitectura a escala de formación respectivamente. Incluimos un ejemplo actualista en la subsección 5.7.5, a fin de establecer analogías entre las interpretaciones presentadas y un sistema sedimentario actual.

5.5.1. Relaciones espaciales entre ribbons

Como indican Cuevas *et al.* (2010), los *ribbons* muestran relaciones espaciales de convergencia, divergencia e intersección (Fig. 5.24), describiendo formas complejas en planta, de geometría laberíntica. Las convergencias y divergencias se definen según el sentido de la paleocorriente. Así, una divergencia está formada por un *ribbon* que se divide en dos aguas abajo de un punto de divergencia (Fig. 5.25). Inversamente, una convergencia está formada por dos *ribbons* cuyo trazado es convergente en el sentido de la paleocorriente y se unen en un cierto punto a partir del cual forman un único litosoma (Fig. 5.26). En ambos casos, los *ribbons* involucrados forman un litosoma en forma de Y.

Este tipo de relaciones espaciales indican una propiedad importante de la estructura *multistorey*: los *storeys* no necesariamente se mantienen solidarios dentro de un *ribbon*, sino que pueden “deshilacharse”, desviándose respecto del eje principal del *ribbon*. Esto implica que los *storeys* que se observan en las secciones verticales y que, aparentemente, forman un litosoma único, pueden corresponder a rellenos de canal cuyo trazado en planta es convergente o divergente respecto al eje del *ribbon* observado en sección vertical, formando litosomas separados en niveles estratigráficos diferentes (Fig. 5.27).

Por tanto, las relaciones entre *ribbons* indicadas al principio de este apartado, se pueden describir más propiamente como relaciones entre *storeys*. Las divergencias y convergencias (Fig. 5.25, 5.26) corresponden a situaciones en las que los *storeys* individuales que forman un litosoma *multistorey* divergen de o se unen a *ribbons* adyacentes respectivamente. Las divergencias y convergencias en general no se producen en el mismo nivel estratigráfico, sino que normalmente conectan los rellenos de canal en niveles ligeramente decalados. Las intersecciones constituyen el tipo de relación más frecuente (Cuevas *et al.*, 2010) y corresponden a la incisión de canales sobre rellenos de canal preexistentes.

5.5.1.1 El problema de la continuidad longitudinal de los ribbons.

En la subsección 4.1, en la que se describe el afloramiento de la Formación Caspe, se ha indicado que los afloramientos de *ribbons* en superficie corresponden a las partes preservadas de litosomas más extensos, reducidos a segmentos de hasta 3 Km de longitud. Aunque en la práctica totalidad de los casos se puede observar que las terminaciones, tanto en sentido de la paleocorriente, como en el opuesto, son abruptas y se deben a la erosión del paisaje actual, en algunos casos se ha podido identificar la terminación, o como mínimo, una disminución de espesor muy importante en el sentido de la paleocorriente, no claramente atribuible a la erosión actual, sino que sería una característica del propio litosoma.

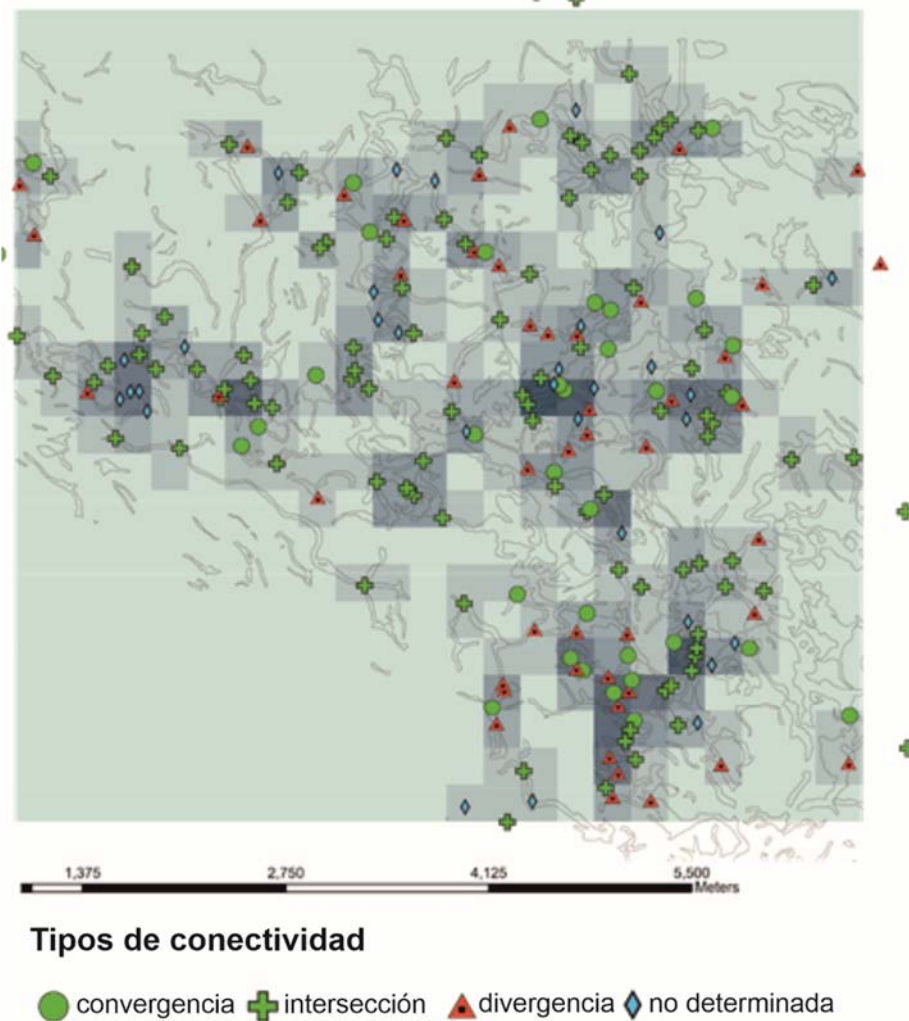


Fig. 5.24. Mapa de tipos de conectividad entre ribbons. Modificado de Cuevas et al. (2010).

El afloramiento de Civán Medio, descrito en la Fig. 5.25 presenta unas características especiales respecto de la terminación en sentido de la paleocorriente de los rellenos areniscos, las cuales describimos a continuación. Cuevas *et al.* (2010) identifican mediante tomografía de resistividad (Fig. 5.28 D, E) la terminación corriente abajo en subsuelo del *ribbon* descrito en la Fig. 5.25 e interpretan esta terminación como la transición corriente abajo de depósitos de flujo canalizado a desconfinado. En otras palabras, esta terminación correspondería al tránsito de areniscas de relleno de canal, de un cierto grosor, a un depósito de flujo no confinado, cuya resistividad contrastaría poco con la de las litofacies encajantes, y que estaría formado por capas de areniscas de poco espesor, probablemente alternando con materiales lutíticos de menor resistividad

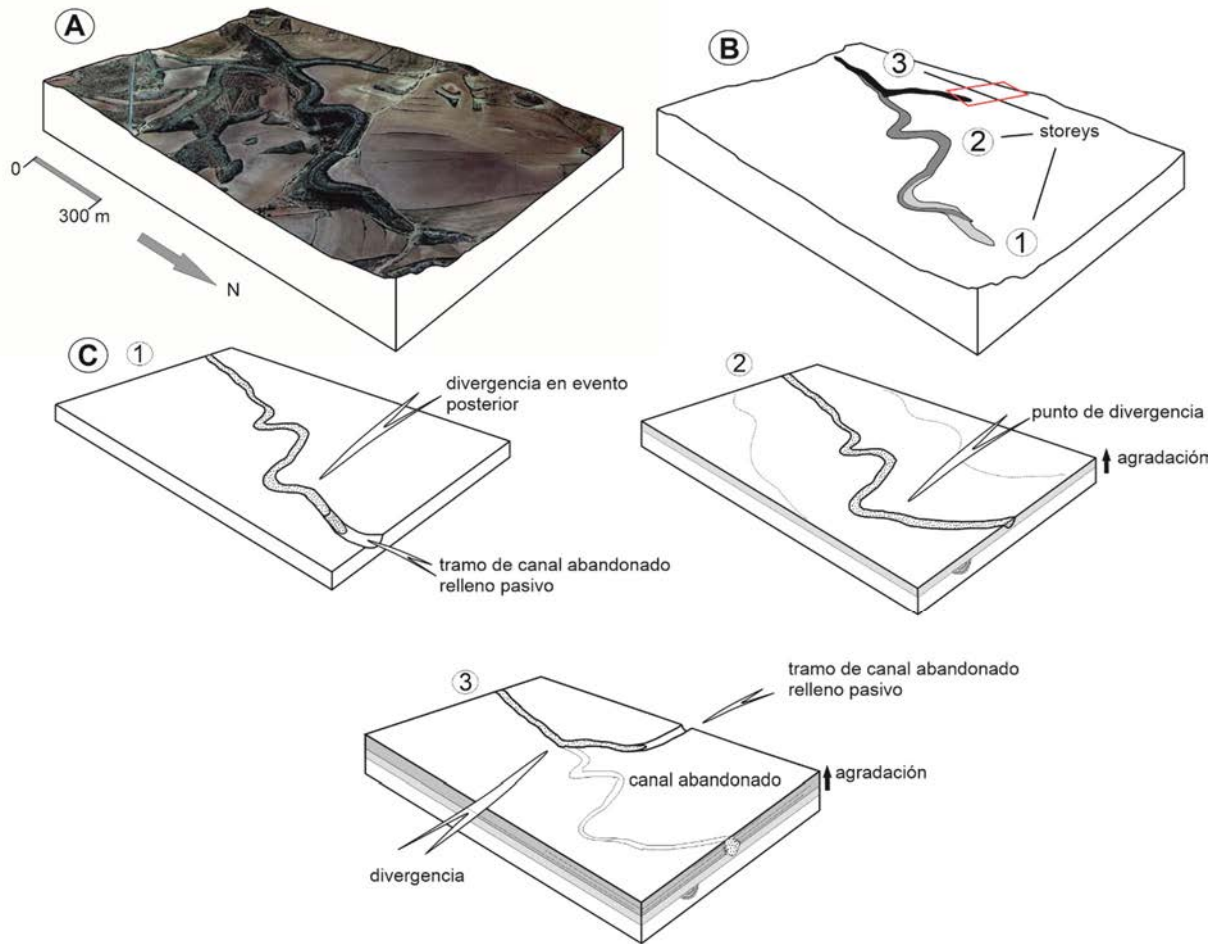


Fig. 5.25. Afloramiento de Cíván Medio. Modificado de Cabrera *et al.* (2011). Corresponde a un ribbon el cual registra una historia compleja de reocupaciones y divergencias de flujo en un contexto general de agradación. Las paleocorrientes fluyen hacia N y W (de arriba abajo y de izquierda a derecha de los gráficos). A) Vista aérea oblicua. B) Estructura del ribbon formado por tres storeys; los dos storeys superiores presentan divergencias respecto del trazado inicial; el recuadro rojo indica la posición de la Fig. 5.28. C) Fases de reactivación, reocupación parcial, agradación y divergencia. Notar que cada fase de reocupación es contemporánea de agradación en el canal y llanura de inundación circundante, y que cada reocupación genera un storey a un nivel estratigráfico elevado respecto al precedente. Se puede visualizar un modelo tridimensional de este afloramiento en <https://skfb.ly/6vO8W>.

Posteriormente al estudio de Cuevas *et al.* (2010), se procedió a la exploración de esta terminación mediante GPR (Fig. 5.28 A, B, C), a fin de complementar los datos previamente obtenidos mediante tomografía de resistividad. Se utilizó un equipo Loza-V con antenas de 100 y 150 Mhz, las cuales permiten una profundidad de investigación de unos 12 m. En los radargramas (Fig. 5.28 C) se puede observar que el litosoma de arenisca queda confinado dentro de una cicatriz erosiva (Fig. 5.28 B y C, perfiles s-t, u-v), la cual no se atenúa en el sentido de la paleocorriente.

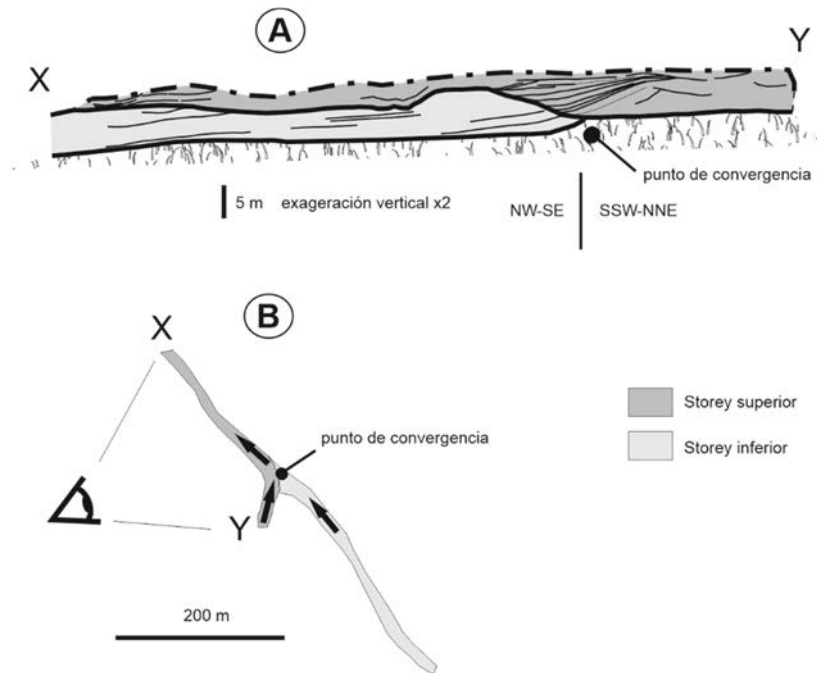


Fig. 5.26. Adaptado de Cuevas *et al* (2009). A) Proyección vertical de un ribbon multistorey. B) Vista en planta: dos ribbons unistorey pasan a unirse aguas abajo a partir del punto de convergencia, quedando superpuestos y formando un ribbon multistorey.

En cambio, el relleno arenoso se adelgaza en el mismo sentido, hasta prácticamente acuñarse en un tramo de unos 70 m. Estas observaciones contradicen la interpretación de Cuevas *et al.* (2010), ya que la incisión erosiva del paleocanal se mantiene corriente abajo y, por otra parte, no se observa ningún indicio de expansión del depósito arenoso en dicho sentido. La terminación corriente abajo del litosoma resistivo identificado en la tomografía de la Fig. 5.28 D y E correspondería a la terminación del relleno dentro de una incisión de canal.

Análogamente a esta terminación identificada en subsuelo, el extremo N del afloramiento muestra una terminación del litosoma de arenisca la cual podría interpretarse también como una terminación del relleno arenoso de un paleocanal en sentido de la paleocorriente. Esta terminación se describe en la Fig. 5.29. En ésta puede verse como el relleno arenoso del paleocanal se adelgaza hasta desaparecer. En este afloramiento se da la particularidad de que a pocos metros de la prolongación del eje del *ribbon* en sentido de la paleocorriente se sitúa un talud formado exclusivamente por lutitas ocreas. No se identifican areniscas de relleno de canal. Por lo tanto, o bien el paleocanal describía una curva muy cerrada justo entre la posición actual del talud y la terminación actual del afloramiento de arenisca, o bien se trata de un caso análogo al observado en subsuelo. No obstante, no puede descartarse totalmente que la forma de este afloramiento sea un producto de la erosión actual.

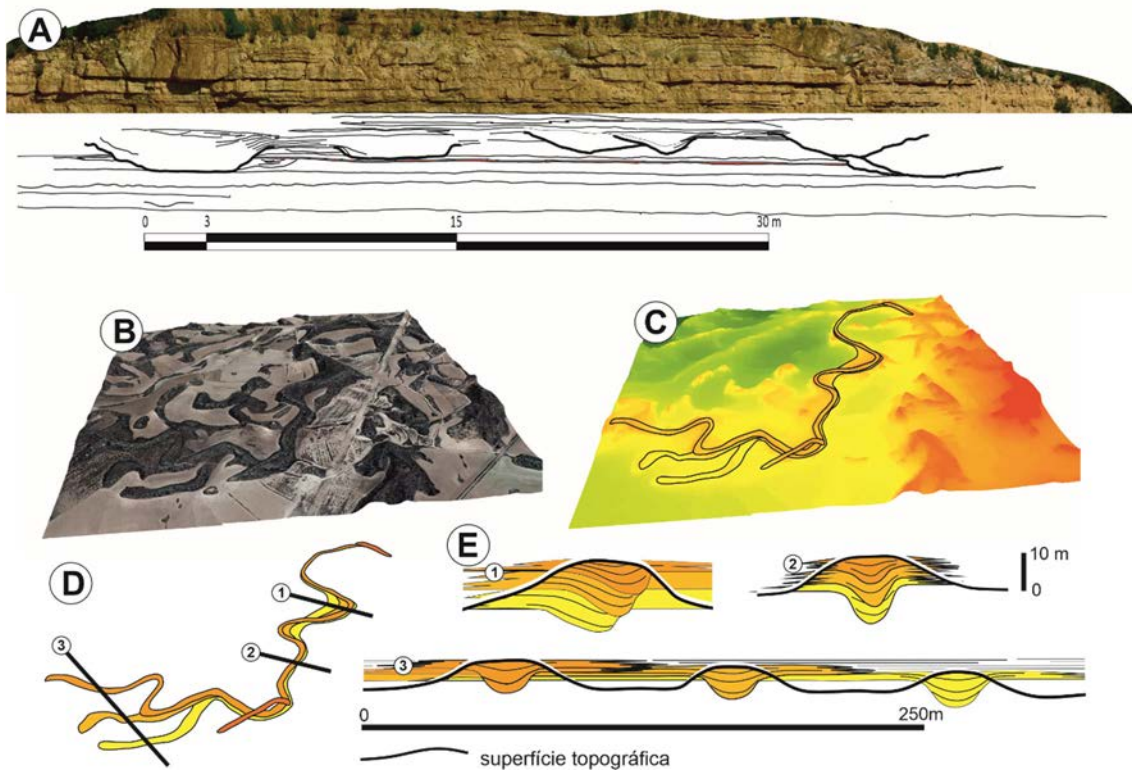


Fig. 5.27. Relaciones espaciales entre ribbons. A) Sección perpendicular a la paleocorriente; los rellenos de canal se presentan interconectados por depósitos de desbordamiento respectivos a diferentes niveles estratigráficos; las bases de canal pasan lateralmente a superficies planas agradacionales en los depósitos de desbordamiento. En el resto de esquemas se presenta una interpretación de la arquitectura en planta correspondiente a las relaciones observadas en A). B) Vista oblicua 3D de un conjunto de ribbons. C) Diagrama de elevaciones de la misma área. D) El ribbon redaltado en C) está compuesto de, al menos, tres storeys, los cuales se presentan amalgamados en la parte derecha del esquema, y divergen aguas abajo en la parte izquierda, dando lugar a tres ribbons. E) Secciones verticales: 1) sección asimétrica correspondiente a un tramo curvo; 2) sección simétrica correspondiente a un tramo rectilíneo 3) interpretación de las relaciones arquitecturales entre los tres ribbons que resultan de la divergencia en sentido de la paleocorriente de los tres storeys que se presentan amalgamados en el tramo corriente arriba; estos tres ribbons se sitúan en posiciones estratigráficas diferentes, correspondientes a su posición en el tramo en que se presentan amalgamados.

En definitiva, estas observaciones sugieren que el relleno arenoso de los paleocanales puede terminar corriente abajo, dentro de paleocanales que quedarían rellenos pasivamente por depósitos de desbordamiento de canales cercanos. En este sentido, la presencia de rellenos pasivos de canal (sección 5.2.5), no indicaría la existencia de canales funcionalmente diferentes, tal como interpretan Kraus y Davies-Vollum (2004), sino la colmatación incompleta y abandono en fases iniciales. Dado que la observación de este tipo de situaciones requiere de condiciones de afloramiento excepcionales o de exploraciones de subsuelo, no podemos inferir si la terminación de los rellenos arenosos dentro de los canales es una característica general o excepcional.

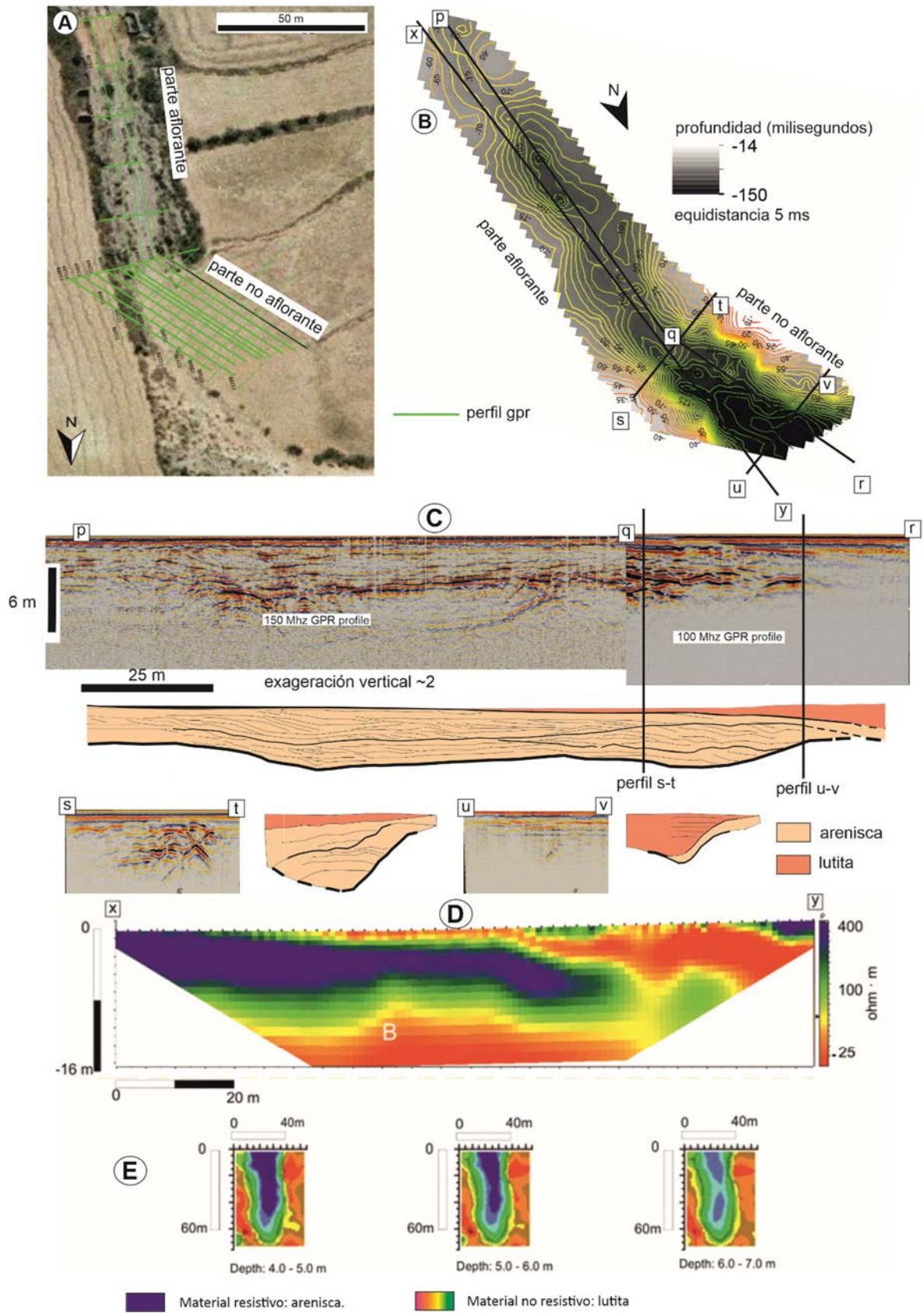


Fig. 5.28. Explicación en página siguiente.

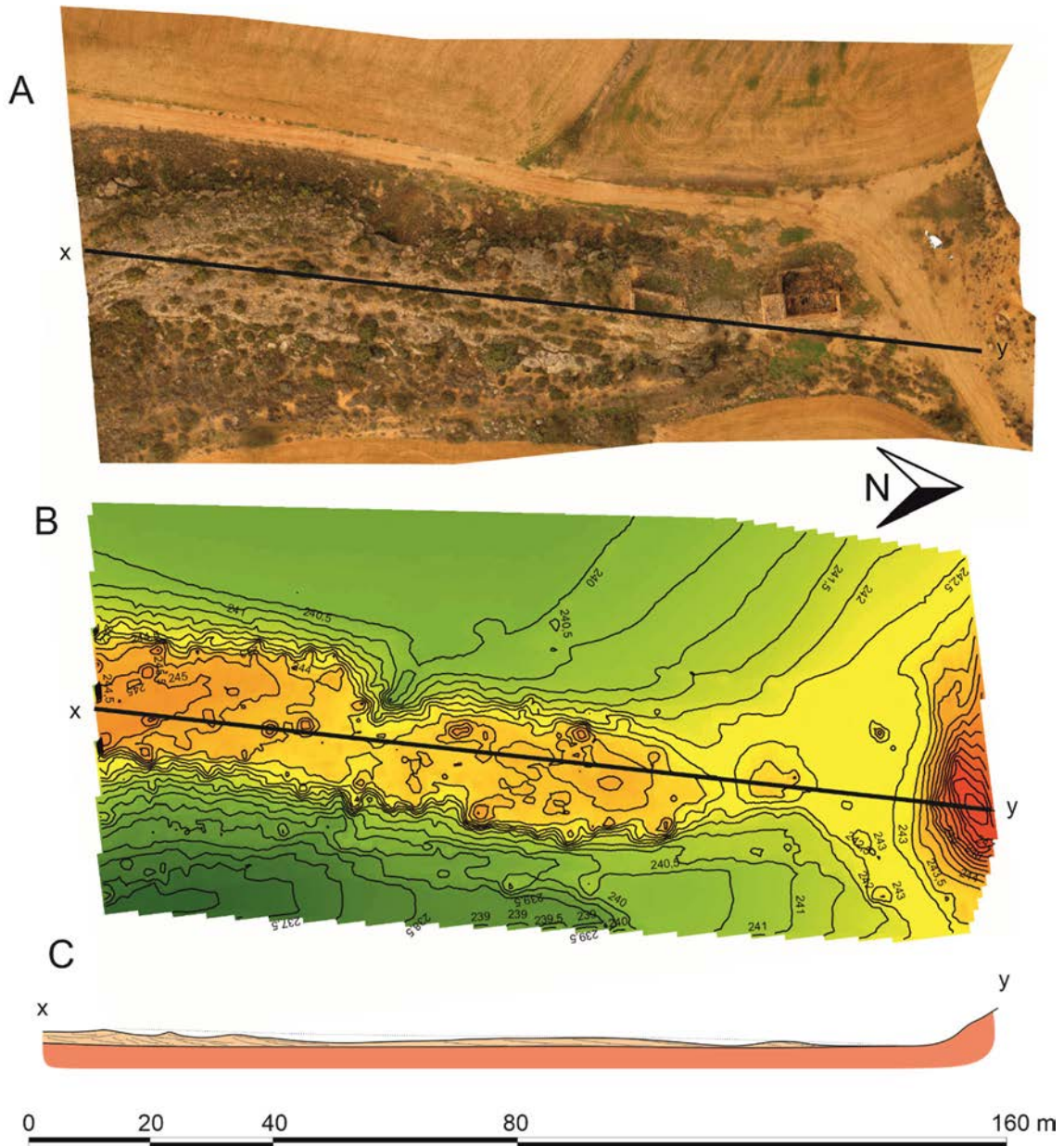


Fig. 5.29. Terminación N del ribbon representado en la Fig. 5.25. Corresponde al storey 1 de la Fig. 5.25 B.

Fig. 5.28. (página anterior) Terminación en afloramiento corriente abajo del ribbon unistorey (storey superior) superior de la Fig. 5.25. B. A) malla de perfiles GPR. B) mapa de isobatas de la base del litosoma de arenisca. C) Sección longitudinal GPR del litosoma superior; el relleno de arenisca se adelgaza corriente abajo, y se sitúa dentro de una incisión de canal. D) Tomografía de resistividad del litosoma de arenisca Adaptado de Cuevas et al. (2010). Análogamente a D), se observa el adelgazamiento y aparente terminación corriente abajo del litosoma de arenisca.

5.5.2. Organización secuencial de los elementos arquitecturales y arquitectura a mesoescala.

Hasta aquí hemos tratado la naturaleza de las relaciones de conectividad entre *ribbons* adyacentes, y las relaciones entre rellenos de canal y facies de desbordamiento. En este apartado tratamos la organización espacial de estos elementos a escala kilométrica.

En el capítulo de Estructura introdujimos la noción de que los *ribbons* no tienen una distribución espacial homogénea, sino que se alinean preferentemente sobre superficies de extensión kilométrica formando graderías. A escala de afloramientos de extensión hectométrica y espesor decamétrico, se observa dos tipos de distribución espacial de los *ribbons*:

- Litosomas dispersos englobados en las facies de llanura de inundación / *mudflat*.
- Niveles de condensación vertical de *ribbons*, de algunos m de espesor y extensión lateral kilométrica, en los cuales los *ribbons* tienden a agruparse vertical y lateralmente, con un empaquetado significativamente más denso que en el caso anterior. En este caso, los *ribbons* quedan interconectados entre sí por alas comunes, e incluso pueden llegar a amalgamarse.

La Fig. 5.30 es representativa de estas relaciones arquitecturales en ambientes medios del sistema (consultar localización en el Anexo A 2.1). En ésta se puede ver un nivel formado por *ribbons* interconectados por sus correspondientes alas. Por debajo de este nivel, la sucesión es predominantemente lutítica, con una capa de caliza lacustre en la parte media de la sucesión. Por debajo de la capa de caliza se pueden identificar *ribbons* de pequeña escala y granulometría más fina en comparación con los del nivel superior. Entre la capa de caliza y el nivel superior de *ribbons*, aparece un litosoma de tabular de relleno de canal, correspondiente a depósitos de *point bar*. La parte superior del afloramiento, por encima de la capa de caliza, forma una secuencia estrato- y granocreciente.

La Fig. 5.31 es representativa de zonas medias/proximales del sistema (consultar localización en el Anexo A 2.1). En este caso, en la parte superior del afloramiento aparece un nivel tabular formado por la amalgamación de litosomas lenticulares arenoso-conglomeráticos de gran escala, interpretados como canales alimentadores principales. Análogamente al caso anterior, el afloramiento forma una secuencia grano- y estratocreciente, pasando de litosomas tabulares en la base, a litosomas tabulares de relleno de canal (*point bars*) y *ribbons* en la parte media y finalmente a los litosomas lenticulares de gran escala a techo. La diferencia fundamental con el caso anterior, consiste en que las secuencias de partes medias/proximales incluyen canales alimentadores principales y, en conjunto, la granulometría es mayor, apareciendo frecuentemente conglomerados en la parte superior.

Los niveles de amalgamación de rellenos de canal ejemplificados en las Figs. 5.30 y 5.31 corresponden a las graderías, definidas en la sección 4.2.3.2, las cuales son especialmente identificables en las partes medias del sistema. La distancia vertical (estratigráfica) más frecuente entre graderías, medida sobre los modelos digitales de elevaciones, es de 10 m,

5. Sedimentología.

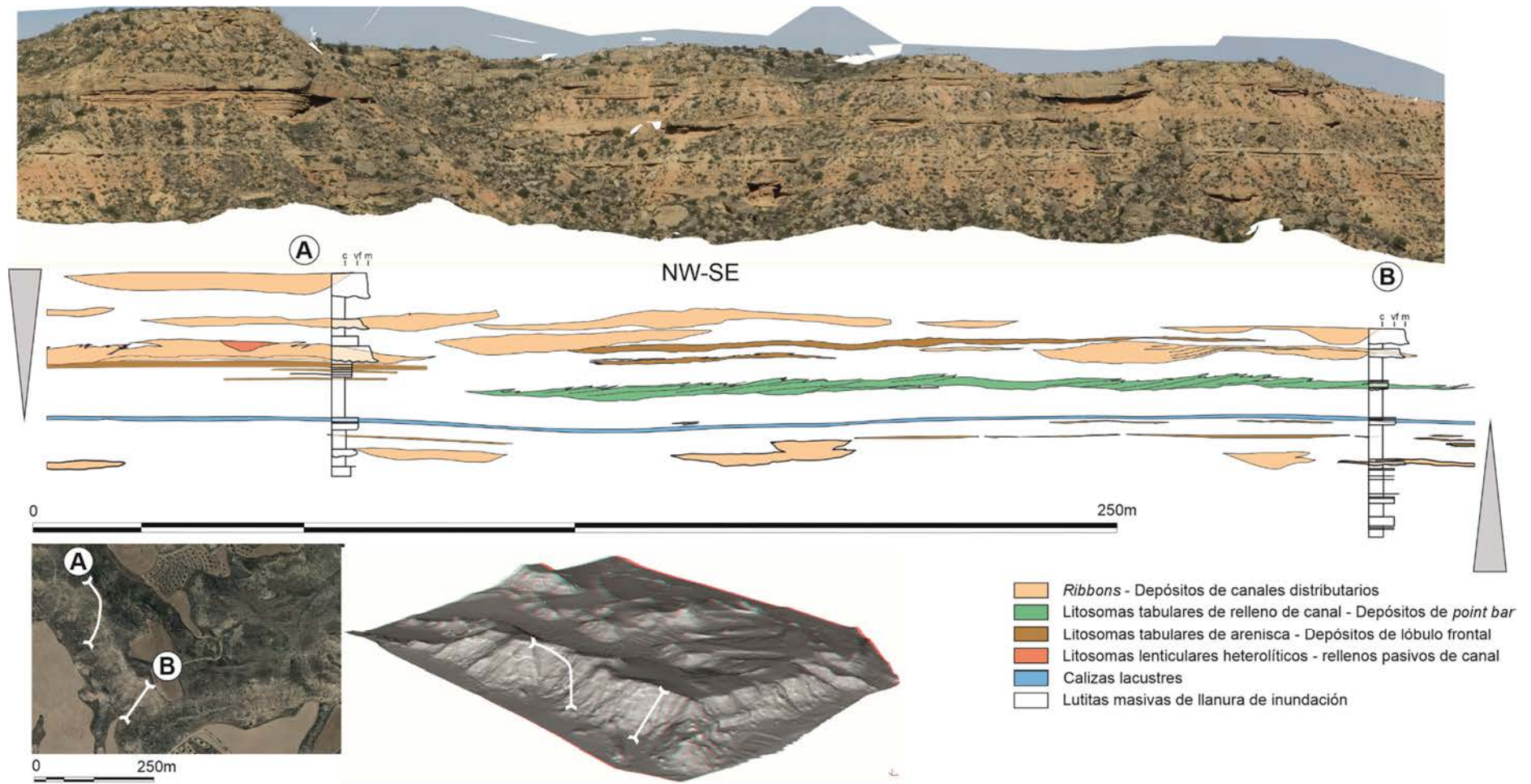


Fig 5.30. Afloramiento de Los Caracoles, situado a 6 Km al SW de Caspe. Formado por dos partes, separadas por una capa de caliza lacustre. Por debajo de dicha capa la sucesión está dominada por ribbons de granulometría fina y tamaño relativamente pequeño, interestratificados con lutitas Mst1 formando una secuencia grano y estratodecreciente. Por encima de la caliza lacustre se desarrolla una secuencia estrato y granocreciente. La parte superior de la serie muestra una mayor densidad de ribbons, formando un nivel tabular de continuidad lateral como mínimo hectométrica. Por debajo del nivel de concentración de ribbons, aparece un litosoma tabular formado por depósitos de point-bar (ver Fig. 5.10, pág. 131). La imagen anaglífica ilustra el nivel tabular superior formado por la amalgamación de ribbons.

5. Sedimentología.

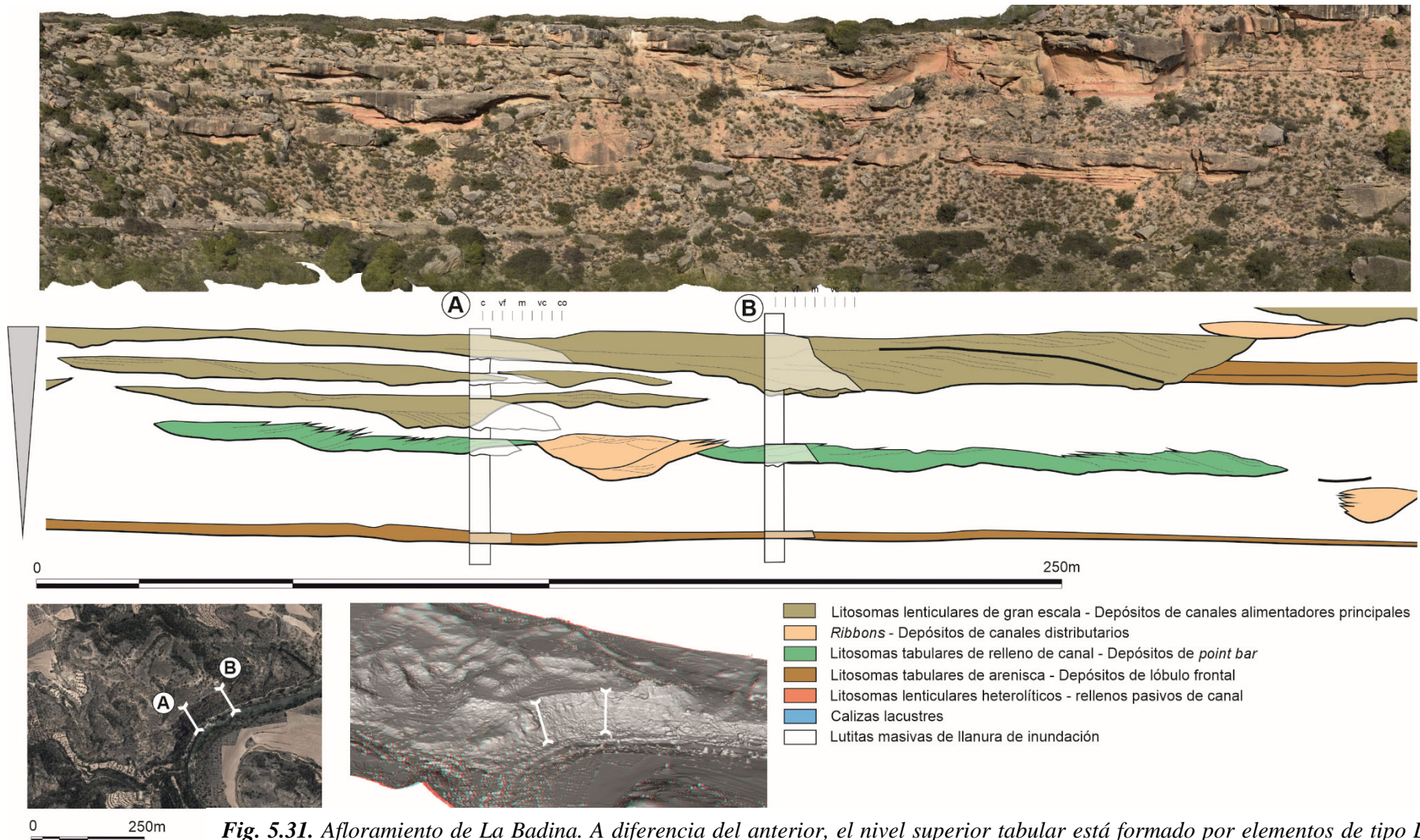
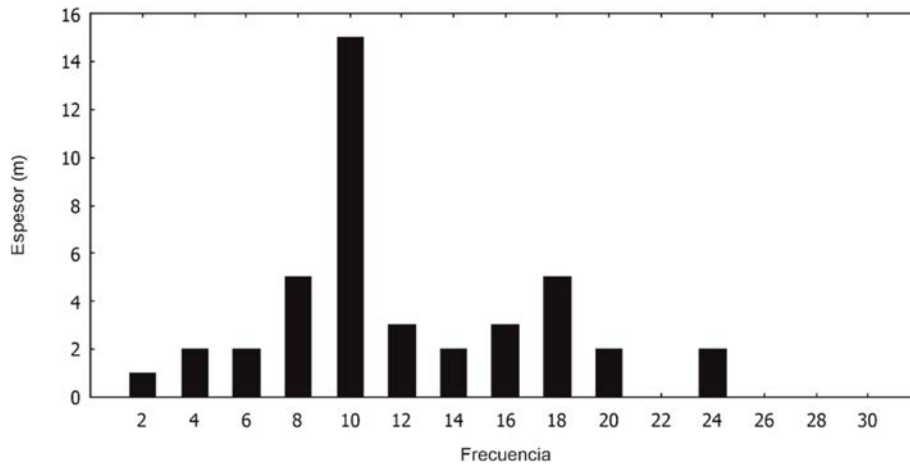


Fig. 5.31. Afloramiento de La Badina. A diferencia del anterior, el nivel superior tabular está formado por elementos de tipo L, atribuidos a canales alimentadores principales. Análogamente al caso anterior, el afloramiento forma una secuencia grano y estratocreciente, con litosomas de geometrías tabulares hacia la parte baja, y litosomas lenticulares y de grano más grueso hacia el techo. Corresponde a una posición más proximal respecto a la Fig 5.30.

con un máximo de unos 24 m (Gráf. 5.7). Dada la organización secuencial que hemos descrito en los párrafos anteriores, podemos considerar que estas medidas son representativas de los espesores medios y máximos de las secuencias a mesoescala.



Gráf. 5.7. Histograma de los espesores entre graderías, a partir de una muestra de 47 graderías localizadas entre el S del río Ebro y el eje del anticlinal de Vizcuerno. La mediana y la moda es de 10 m.

5.5.3. Arquitectura a escala de formación

A escala de la formación, la arquitectura sólo ha podido reconstruirse con un cierto grado de detalle en las áreas dominadas por afloramientos de *ribbons*. Combinando los resultados obtenidos en el capítulo de Estructura con los obtenidos en el análisis sedimentológico, podemos observar que:

- Cartográficamente, tal como hemos descrito en el capítulo 4 (Estructura), los depósitos de canal se alinean sobre superficies de extensión lateral kilométrica formando niveles de concentración vertical de *ribbons* separados por intervalos predominantemente pelíticos. Dentro de estos niveles, los *ribbons* no se presentan perfectamente alineados sobre superficies, sino que estos niveles se presentan a su vez formados por niveles de menor entidad.
- No se identifican niveles trazables a escala de toda la formación. Aunque este hecho podría ser debido a una limitación del afloramiento, puede observarse que dichos niveles pueden presentarse amalgamados, mostrando terminaciones laterales dentro de intervalos pelíticos (sección 4.2.3.2, Figs. 4.14, 4.17, 4.18).
- En conjunto, al N de la estructura de Puig Moreno – Maella, las series tienden a ser más modernas hacia el W (Fig. 5.32), debido al buzamiento en la misma dirección del eje del sinclinal de Caspe.
- Los ejes de los *ribbons*, en general presentan dos componentes: NNW-SSE, más marcado, y otro, NNE-SSW menos marcado. Los diagramas de paleocorrientes se han obtenido aplicando el método descrito por Cuevas *et al.* (2010) a los conjuntos de *ribbons* pertenecientes a cada uno de los niveles estratigráficos identificados en el apartado 4.2.3.2, Fig. 4.19. Las direcciones de los ejes de los *ribbons* muestran una cierta variación en función de la posición estratigráfica y geográfica (Fig. 5.32), así, la componente NNE-SSW tiende a estar menos marcada en los dos niveles superiores,

mientras que en el más superior y cercano a la estructura de Puig Moreno, los ejes giran ligeramente a NW-SE. Esta disposición de los ejes de los paleocanales en las proximidades de la estructura de Puig Moreno, junto con el abanico de capas relacionado con dicha estructura y el mayor empaquetamiento de los *ribbons* en la zona de charnela (sección 4.2.3.2), sugieren un cierto control de la sedimentación por la evolución de la estructura de Puig Moreno.

5.6. Propiedades hidráulicas de los paleocanales

Con independencia del régimen hídrico, una propiedad importante de los antiguos cauces fluviales es el caudal circulante. Con el objetivo de caracterizar el sistema sedimentario de la Formación Caspe, necesitamos cuantificar dicho caudal. En este apartado presentamos una estimación de los *caudales genéticos*; es decir: aquellos caudales que ocupan el canal hasta el nivel de desbordamiento y que generan el esfuerzo de cizalla genético (Jerolmack, 2006; Wilkerson y Parker, 2011; Goudge *et al.*, 2018). Estrechamente relacionada con la determinación de caudales, la estimación de las paleopendientes es también un factor que condiciona las propiedades hidráulicas y geomorfológicas de los canales fluviales (Makaske 2001).

El caudal Q viene dado por la relación

$$Q = WdU$$

[1]

Donde W , d y U corresponden a la anchura, profundidad del canal y velocidad de la corriente respectivamente. Asumimos que W corresponde a la anchura del paleocanal, medida entre los puntos de inflexión entre la base del *levee* y la superficie de erosión del paleocanal, y d corresponde a la diferencia de altura entre dicho punto de inflexión y la posición del *thalweg*. Asumimos que la estratificación cruzada en surco es la más frecuente en los rellenos de canal, y que corresponde a dunas de cresta sinuosa.

La primera aproximación para la determinación de U se basa en el campo de estabilidad de formas de fondo en función de granulometrías y velocidad de flujo (Gráf. 5.8) de Southard y Boguchwal (1990), modificado por Carling (1999).

De acuerdo con dichos autores, para medianas granulométricas entre 0,3 y 0,5 mm, las dunas son estables en un rango de velocidades entre 0,4 y 1,4 m/s.

Aplicando este rango de velocidades a una muestra de secciones de canal (Tabla 5.5), tenemos que aplicando la fórmula [1] los caudales obtenidos corresponden a unos valores máximos de caudal de 452,4 m³/s. Por otra parte, dado que Q es directamente proporcional a U , obtenemos una variabilidad de los caudales del 300% aproximadamente.

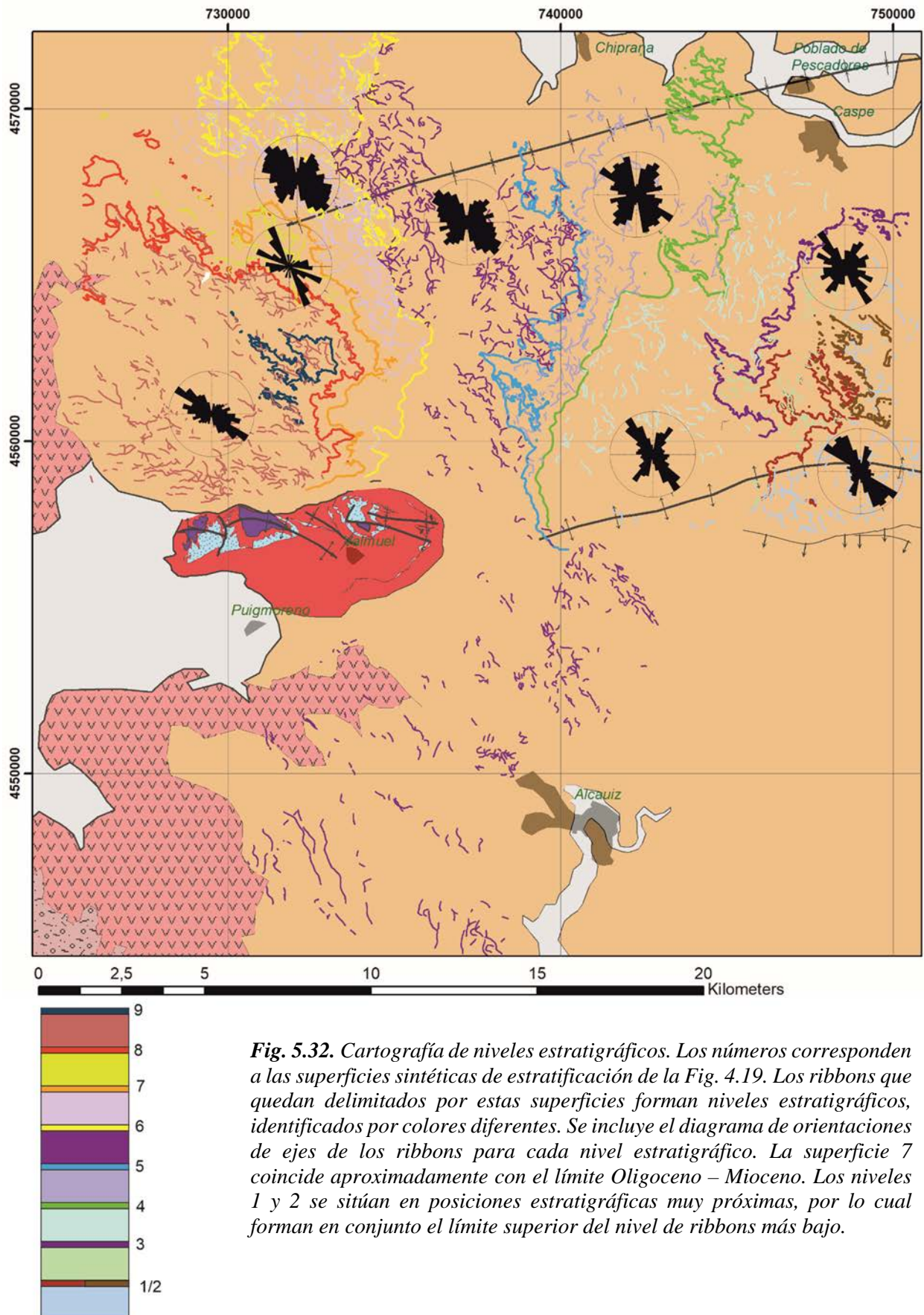
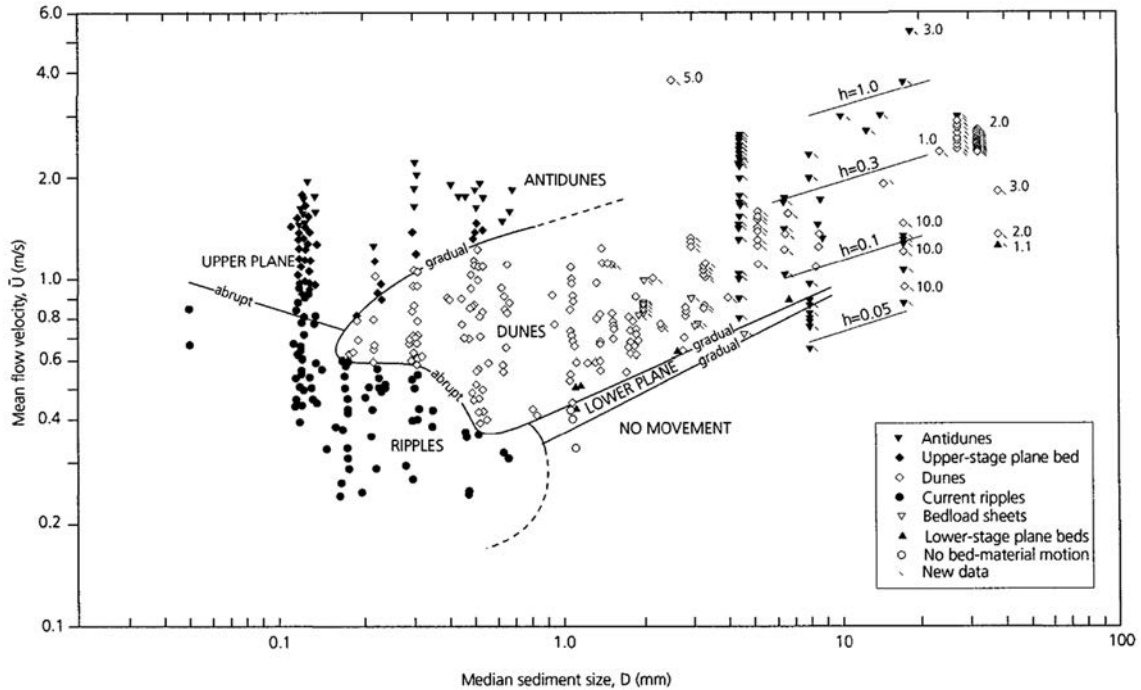


Fig. 5.32. Cartografía de niveles estratigráficos. Los números corresponden a las superficies sintéticas de estratificación de la Fig. 4.19. Los ribbons que quedan delimitados por estas superficies forman niveles estratigráficos, identificados por colores diferentes. Se incluye el diagrama de orientaciones de ejes de los ribbons para cada nivel estratigráfico. La superficie 7 coincide aproximadamente con el límite Oligoceno – Mioceno. Los niveles 1 y 2 se sitúan en posiciones estratigráficas muy próximas, por lo cual forman en conjunto el límite superior del nivel de ribbons más bajo.



Gráf. 5.8. Campo de estabilidad de formas de fondo según Carling (1999) modificado de Southward y Boguchwal (1990)

Con el fin de reducir la variabilidad en las estimaciones de Q , hemos aplicado la estimación de caudales de Wilkerson y Parker (2011). Las ventajas de dicha aplicación consisten en que, por una parte, se ha desarrollado específicamente para canales aluviales con granulometrías de fondo equivalentes a las facies estudiadas en este trabajo (valores de mediana entre 0.062 y 0.50 mm) y que, por otra parte, las discrepancias entre valores predichos y observados varían entre el 50% y 200% para el 88% de los casos (Wilkerson y Parker, 2011). Dado que dicha relación se basa en la geometría, granulometría y pendiente de los canales, necesitaremos estimar el valor del único parámetro que desconocemos y que es la pendiente S .

Paleocanal	D50	d	W	Umin	Umax	Qmin	Qmax
A	0,3	2,5	20	0,4	1,3	20,0	65,0
B	0,5	1,2	6	0,4	1,3	2,9	9,4
C	0,3	2,2	30	0,4	1,3	26,4	85,8
D	0,5	2,7	25	0,4	1,3	27,0	87,8
E	0,5	5	46	0,4	1,3	92,0	299,0
F	0,5	5,8	60	0,4	1,3	139,2	452,4
G	0,5	2	20	0,4	1,3	16,0	52,0

Tabla 5.5. Estimación de caudales en función de área del canal y velocidad de flujo

A fin de estimar el valor de S , la aproximación que hemos seguido se basa en análisis de la relación entre las formas de fondo y las propiedades hidráulicas del flujo deposicional. En general, la estabilidad de las formas de fondo dependerá al menos de ciertas

propiedades físicas de las partículas de sedimento, como su forma y densidad, grado de selección, la fuerza de cizalla que ejerce el flujo sobre el sedimento y ciertas propiedades físicas del flujo, como su viscosidad y turbulencia. La fuerza de cizalla τ viene dada por la ecuación

$$\tau = \rho g d S$$

[2]

La cual nos indica que dicha fuerza es directamente proporcional al producto de la densidad del flujo ρ , la aceleración de la gravedad g , la profundidad del flujo d y la pendiente S . Esta ecuación asume condiciones de flujo continuas y uniformes. Por tanto, nos encontramos con que la estabilidad de las formas de fondo depende de un número muy elevado de variables, algunas de las cuales son relativamente fáciles de cuantificar. A partir estas variables podemos calcular determinados parámetros físicos como τ , mientras que el efecto de otras, tales como las que caracterizan la forma de las partículas de sedimento, si bien afectan a dicha estabilidad, no permiten cuantificar analíticamente dicho efecto.

A fin de simplificar la caracterización de las partículas de sedimento respecto de su movilidad y de las características del flujo, se recurre a dos números adimensionales: el parámetro de Shields, y el parámetro de Reynolds de partícula. El parámetro de Shields τ^* define la movilidad de las partículas. Corresponde a la relación entre la fuerza de cizalla τ necesaria para iniciar el movimiento de las partículas, el peso específico sumergido de las partículas y su diámetro D :

$$\tau^* = \frac{\tau}{(\rho_s - \rho)gD}$$

[3]

Donde ρ_s es la densidad de las partículas y ρ es la densidad del fluido. El parámetro de Reynolds Re^* de partícula relaciona la velocidad de cizalla U^* y la viscosidad del flujo η con el diámetro D y densidad de las partículas ρ . Re^* expresa la resistencia que opone una partícula al flujo en función de su tamaño y las propiedades del flujo. Es importante remarcar que U^* no corresponde a la velocidad media del flujo, sino a la velocidad mínima necesaria para iniciar el movimiento de las partículas y que corresponde a la fuerza de cizalla crítica.

$$Re^* = \frac{\rho U^* D}{\eta}$$

[4]

Donde

$$U^* = \sqrt{\frac{\tau}{\rho}}$$

[5]

Asumiendo que τ corresponde a la fuerza de cizalla del flujo genético del paleocanal; es decir, de la profundidad de flujo a *bankfull*, tenemos que

$$U^* = \sqrt{\frac{\rho g D S}{\rho}} = \sqrt{g D S}$$

[6]

Y, por tanto,

$$Re^* = \frac{\rho \sqrt{g D S} D}{\eta}$$

[7]

En estas fórmulas, vemos que tanto τ^* como Re^* dependen de g , ρ , ρ_s , D , d , η y S . D y d son conocidas para cada paleocanal; g , ρ , ρ_s y η a efectos prácticos son constantes. Por tanto, la única variable desconocida es S .

Las pendientes pueden estimarse mediante el modelo semiempírico de Trampus *et al.* (2014), o bien a partir de la relación entre las formas de fondo observadas y los parámetros de τ^* y Re^* . Por motivos que expondremos más adelante, en este trabajo hemos aplicado esta última aproximación.

Diversos autores han estudiado empíricamente la relación entre ambos parámetros con la estabilidad de las formas de fondo. Van Den Berg y Van Gelder (1993) definen un parámetro de movilidad modificado, y utilizan el percentil 90 para caracterizar la granulometría. Posteriormente, Parker (2007) relaciona modos de transporte y la transición de *ripples* a dunas con estos parámetros. Ganti *et al.* (2019) basándose en Lamb *et al.* (2012) definen campos de estabilidad (Gráf. 5.9) para diversos tipos de formas de fondo en función de τ^* y Re^* . Tanto Wilkerson y Parker (2011) como Lamb *et al.* (2012) utilizan la mediana para caracterizar la granulometría. El rango de granulometrías para el cual son aplicables los campos de estabilidad definidos por estos autores va de arena muy fina a media-gruesa.

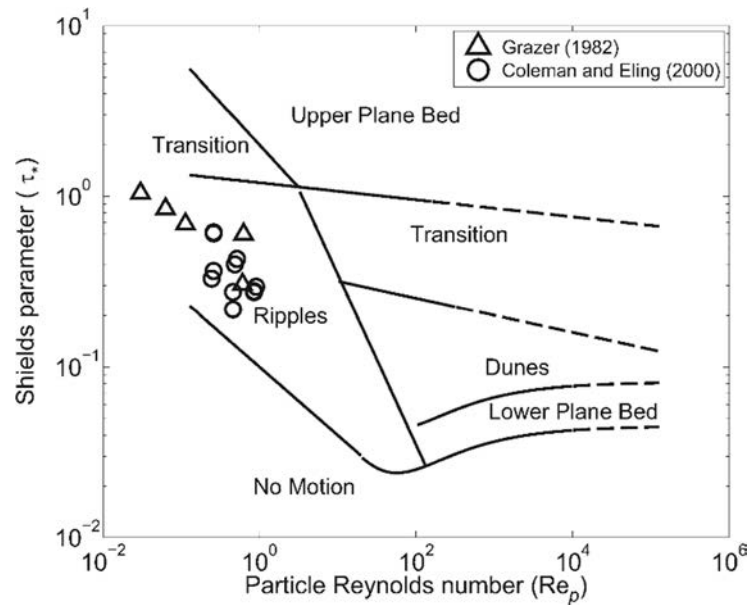
A partir de los campos de estabilidad de las formas de fondo, podemos obtener rangos de valores de τ^* y Re^* para las formas de fondo observadas (Gráf. 5.9). Dado que conocemos los valores de D y d podemos establecer rangos de S .

Para este tipo de aplicaciones, Ganti *et al.* (2019) recomiendan utilizar el rango completo de valores de τ^* desde la transición *ripples* / dunas a dunas / *upper plane beds*. Dicho rango de valores de τ^* y Re^* para las paleopropiedades, granulometrías y formas de fondo observadas es:

$$0.2 < \tau^* < 1.02$$

$$20 < Re^* < 44$$

Dicho rango corresponde a valores de la paleopendiente S entre $1,2 * 10^{-5}$ y $6,5 * 10^{-4}$.



Gráf. 5.9. Campo de estabilidad de las formas de fondo, según Lamb et al (2012)

Aplicando la ecuación de Wilkerson y Parker (2011) para la estimación de caudales a *bankfull*:

$$Q = 2.13 d^{1.03} W^{1.05} S^{0.0733} D^{0.0198}$$

[8]

Obtenemos valores siguientes valores de caudal:

	D50	d	W	τ^*_{min}	τ^*_{max}	Re*	Smin	Smax	Qmin (m ³ /s)	Qmax (m ³ /s)
A	0,3	2,5	20	0,14	1,01	21	6,00E-05	2,00E-04	60,89	66,5
B	0,5	1,2	6	0,14	1,01	41	1,10E-04	6,50E-04	8,53	9,71
C	0,3	2,2	30	0,14	1,01	21	6,00E-05	2,20E-04	81,70	89,87
D	0,5	2,7	25	0,08	1,01	41	5,00E-05	3,20E-04	83,04	95,15
E	0,5	5	46	0,08	1,05	41	3,00E-05	1,80E-04	286,24	326,41
F	0,5	5,8	60	0,08	1,05	41	2,20E-05	1,50E-04	430,93	496,04
G	0,5	2	20	0,14	1,01	41	6,50E-05	3,70E-04	49,16	55,85

Tabla 5.6. Estimación de caudales según la ecuación de Wilkerson y Parker (2011)

Como puede verse, aunque las paleopendientes estimadas varían en un orden de magnitud, la variación máxima de estimación del caudal es del 14%.

Asimismo, aplicando la fórmula [1], las velocidades medias del flujo varían entre 1,1 y 1,4 m/s, dentro del campo de estabilidad de las dunas según Carling (1999), lo cual

sugiere que los resultados obtenidos mediante esta aproximación son coherentes con las propiedades sedimentológicas observadas de los paleocanales.

Como hemos visto, la estimación del caudal a partir de los datos de que disponemos depende fuertemente de la estimación de la paleopendiente. El modelo semiempírico de Trampush *et al.* (2014) relaciona la pendiente con el tamaño de grano y la profundidad de flujo mediante la ecuación:

$$\log S = \alpha_0 + \alpha_1 \cdot \log D + \alpha_2 \cdot \log d$$

[9]

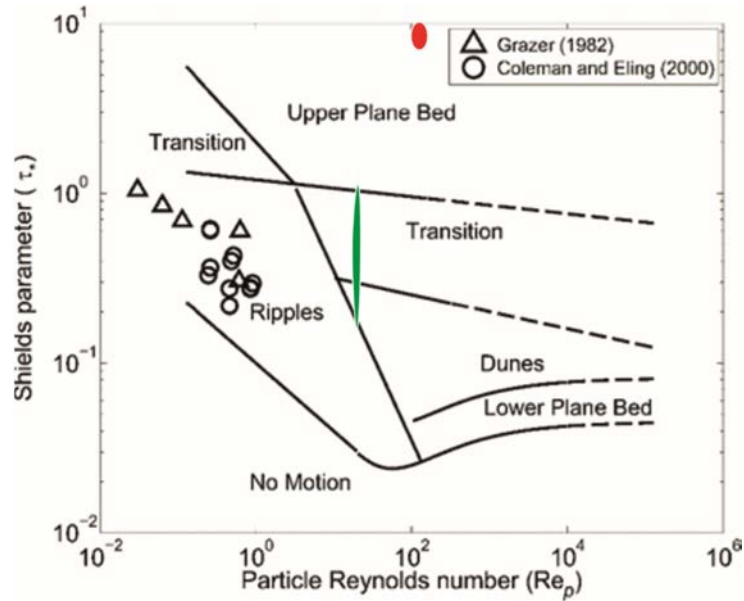
Donde α_0 , α_1 , α_2 son coeficientes empíricos derivados de la regresión de una muestra de 541 medidas (Trampush *et al.* 2014). Estos coeficientes empíricos toman los valores medios de -2.08, 0.254 y -1.09 respectivamente. Aplicando la ecuación [9] a la muestra de canales de la Tabla 4.6, obtenemos los siguientes valores de la paleopendiente:

	D	d	S
A	0,3	2,5	2,43E-03
B	0,5	1,2	5.43E-03
C	0,3	2,2	2,80E-03
D	0,5	2,7	2,24E-03
E	0,5	5	1,14E-03
F	0,5	5,8	9.72E-04
G	0,5	2	3,10E-03

Tabla 5.7. Estimación de las paleopendientes según el modelo semiempírico de Trampush *et al.* (2014).

Como puede verse en la Tabla 5.7, las paleopendientes estimadas según el modelo semiempírico de Trampush *et al.* (2014) son de un orden de magnitud superior a las obtenidas mediante el método escogido en esta memoria. Estos valores de la paleopendiente resultan en una combinación de τ^* y Re^* fuera del campo de estabilidad de las dunas (Gráf. 5.10), por lo cual consideramos que el modelo semiempírico de Trampush *et al.* (2014) no es aplicable a los casos analizados en el presente trabajo.

Por tanto, asumimos los valores de Q según la relación semiempírica de Wilkerson y Parker (2011), basando la estimación de las paleopendientes en el campo de estabilidad de formas de fondo según Lamb *et al.* (2012).



Gráf. 5.10. Campos de estabilidad para las formas de fondo correspondientes a los canales muestreados en esta memoria. En rojo se indica el campo de estabilidad de acuerdo con las paleopendientes calculadas según el modelo semiempírico de Trampus *et al.* (2014) (Tabla 5.6). En verde se indica el campo de estabilidad según el método aplicado en esta memoria (Tabla 5.5). El campo de estabilidad de las formas de fondo correspondiente a las paleopendientes calculadas según el modelo de Trampus *et al.* (2014) corresponde a laminaciones de alto régimen, las cuales no se han identificado en las litofacies areniscosas.

Estos valores de Q corresponderían a los caudales en *bankfull* de los paleocanales. Asumimos que la geometría hidráulica de los canales está definida por el caudal en *bankfull* (Wilkerson y Parker, 2011; Goudge *et al.*, 2018) y que dichos caudales tienen típicamente un período de retorno entre 1,1 y 1,9 años¹. Según los datos proporcionados por el SAIH, los valores de caudal del Guadalupe para un período de retorno de 2 años son de 94 m³/s, claramente inferiores a los valores obtenidos para los paleocanales de mayores dimensiones (entre 272 y 496 m³/s). Intuitivamente, puede asumirse que los valores de caudal calculados para los paleocanales deberían ser próximos a los paleocaudales reales, ya que los mayores paleocanales tienen superficies del orden de los 360 m² y, puesto que los rellenos están dominados por estratificaciones cruzadas de dunas, podemos esperar velocidades de la paleocorriente del orden de 1 m/s, lo cual daría caudales del orden de 360 m³/s, claramente por encima de los valores observados en la actualidad.

Respecto del significado de estos valores de caudal claramente más altos que los actuales, presentamos una interpretación en la subsección 5.7.2, integrando estos datos con el análisis sedimentológico previo y la información paleoclimática disponible.

¹ https://www.nrcs.usda.gov/wps/portal/nrcs/detail/national/water/?cid=nrcs143_015052

5.7. Interpretación.

La relación entre los procesos de canal y de llanura de inundación, la morfología de la red fluvial y el régimen hídrico son características del sistema sedimentario que están relacionadas entre sí.

5.7.1. *Procesos de canal y de llanura de inundación.*

Diversos autores asumen que el principal agente de dispersión de sedimento en llanuras fluviales es la avulsión de cinturones de canales sobreelevados (Kraus y Wells, 1999; Mohrig *et al.*, 2000; Slingerland y Smith, 2004). Ahora bien, la marcada horizontalidad y continuidad observadas en la Formación Caspe entran en aparente contradicción con el desarrollo de cinturones de canales sobreelevados, separados de las llanuras de inundación por clinofomas correspondientes a los *levees* como las descritas por Brierley, Ferguson, y Woolfe (1997), Cazanacly y Smith (1998) y Nadon (1994) entre otros.

Si el desarrollo de cinturones de canales sobreelevados hubiese dominado el sistema fluvial de Caspe, habría sido de esperar que la horizontalidad observada en las series quedase interrumpida localmente por clinofomas correspondientes a los cinturones de *levee*, tal como se describe en otras formaciones en las cuales se reconocen inequívocamente cinturones de canales sobreelevados. Como ejemplos podemos citar las formaciones St. Mary (Nadon 1994; Makaske 2001) y Saltwick (Mjøs *et al.* 1993) (Fig. 5.33), en las cuales las facies de relleno de canal conectan lateralmente y se superponen a facies de *levee* y de complejos de *levee-crevasse splay*, los cuales presentan clinofomas bien desarrolladas, y que se adelgazan hacia la llanura de inundación.

En cambio, las relaciones arquitecturales descritas en el apartado 5.4.1 son de continuidad lateral y conservación de la horizontalidad de los depósitos. Cuando se identifican clinofomas, éstas son muy sutiles, y no forman secuencias de *offlap* ni se disponen en *downlap* sobre los materiales de llanura de inundación, sino que se interdigitan con éstos. La interdigitación de las capas de las alas con materiales de llanura de inundación a lo largo del espesor de la parte agradacional de los *ribbons*, junto con la continuidad de las capas de las alas con los rellenos de canal, indica que hubo un alto grado de acoplamiento entre la agradación de los canales y los materiales de desbordamiento y llanura de inundación correlativos.

El parámetro de movilidad estratigráfica M_{sb} determinado en el apartado 5.4.2 cuantifica dicho acoplamiento (Jobe *et al.* 2016, 2020). El valor obtenido para este parámetro (Tabla 5.4) es más propio de complejos de canal-*levee* submarinos que de la mayoría de canales fluviales (Jobe *et al.* 2016, 2020). Evidentemente, los procesos sedimentarios que resultan en este alto valor del parámetro de movilidad estratigráfica han de ser necesariamente diferentes de los que invocan Jobe *et al.* (2016) y Jobe *et al.* (2020) para los canales submarinos.

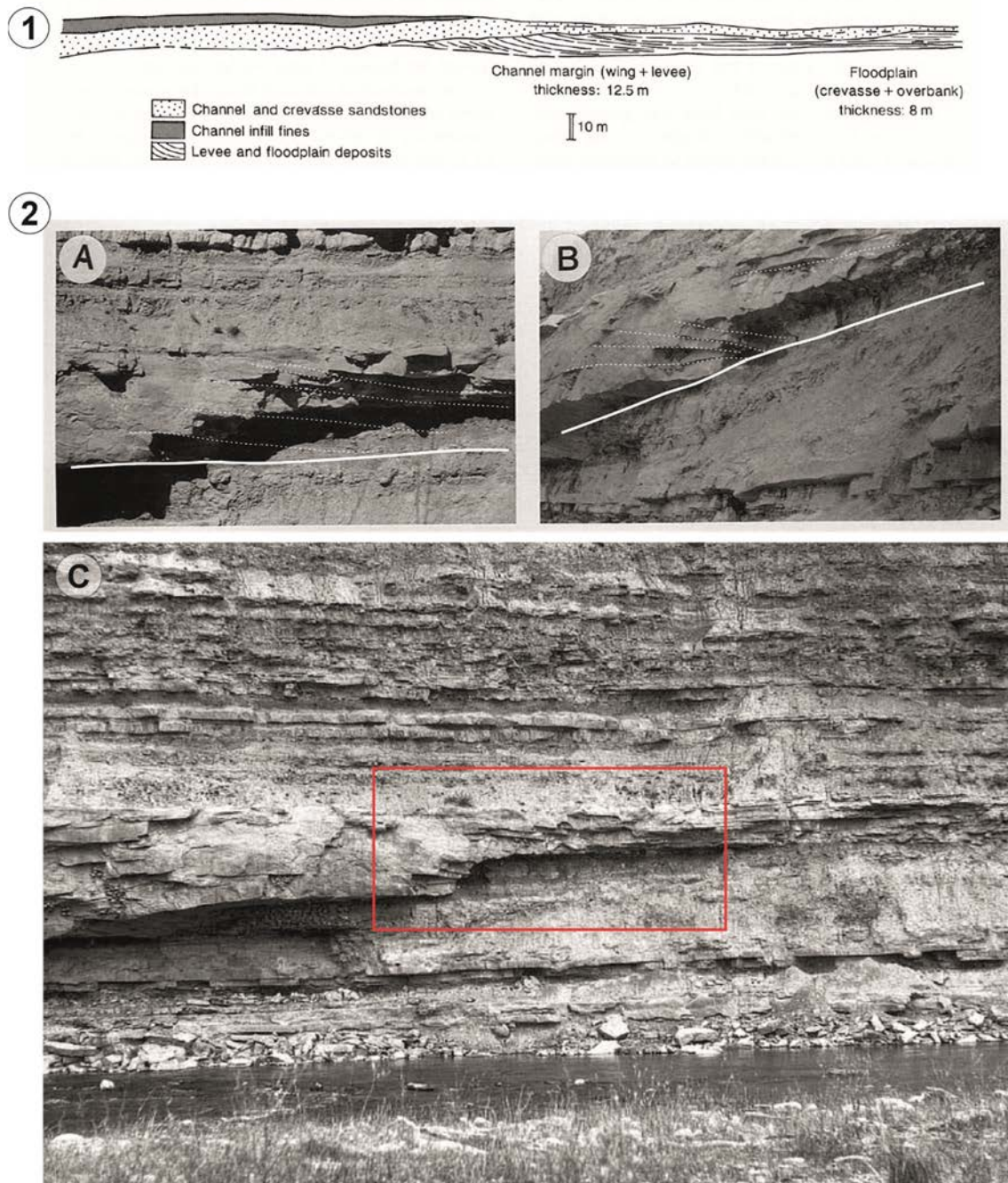


Fig. 5.33. Arquitecturas de depósitos de canales sobreelevados. 1) Cliniforma en facies de levee. Las areniscas situadas por encima de los materiales de levee se interpretan como el relleno de un canal de crevasse. Notar el downlap que forman los materiales de levee sobre los materiales de llanura de inundación. Esta cliniforma indica que el conjunto canal-levee formaba una forma de terreno sobreelevada. Según Mjøs, Walderhaug y Prestholm (1993). 2) Cliniforma en el ala de un ribbon, indicando la existencia de un canal sobreelevado. A) y B) son vistas ampliadas de la transición del cuadrado rojo en C). Notar el downlap que forman los materiales del ala sobre los materiales de llanura de inundación. Según Nadon (1994).

En nuestra interpretación, el valor “anómalo” del parámetro Msb sería el resultado de la concurrencia de dos procesos:

- Aportación de sedimento a las llanuras de inundación por canales coexistentes. La coexistencia de *ribbons* en niveles estratigráficos próximos, formando graderías junto con la interdigitación de los materiales de las alas de diferentes canales sugieren que las áreas de llanura de inundación situadas entre canales situados en posiciones topográficas próximas recibieron el influjo simultáneo de dichos canales. Aunque no se puede probar el funcionamiento simultáneo de canales conectados por sus respectivas facies de desbordamiento (Kirschbaum y McCabe, 1992), al menos puede considerarse que las fases de actividad/inactividad de canales adyacentes pueden alternar a un ritmo suficientemente rápido como para producir el mismo efecto neto de agradación extendida. Como ejemplo de este tipo de actividad avulsiva de alta frecuencia, Sinha *et al.* (2009) indican que las avulsiones en el tramo anastomosado del río Baghmata (N de Bihar, India) tienen una frecuencia del orden de la decena de años. Dichos autores relacionan la alta frecuencia de las avulsiones con la frecuencia de inundaciones y la poca resistencia a la erosión de los *levees*. Este tramo está caracterizado por canales anastomosados de baja relación anchura/profundidad (16) y frecuente reocupación de canales abandonados por los flujos avulsivos.
- Avulsiones frecuentes inducidas por taponamientos (Jones y Schumm, 1999) a su vez favorecidos por la rápida agradación de los canales (Makaske *et al.* 2009, 2017). En este sentido, la frecuente preservación casi completa de la morfología de las barras en los rellenos de canal sugiere agradación del canal sin retrabajamiento importante. Adicionalmente, las tendencias secuenciales poco marcadas, sin apenas variación granulométrica vertical, o incluso granocreciente en algunos casos, sugieren procesos de abandono rápido.

En cualquier caso, dado que no se observan clinofórmulas que indiquen paleorelieves de una cierta entidad, cabe considerar que la sobreelevación de los canales fue poco marcada, con desarrollo de *levees* cuyas crestas quedarían sobreelevadas respecto de las áreas de llanura de inundación circundantes pocos dm. Debido a esto, los canales de *crevasse* son de poca entidad, y los lóbulos de *crevasse* resultantes serían de difíciles de distinguir en la práctica de las capas de *levee*. De hecho, en general, los materiales de *levee* pasan sin solución de continuidad a los materiales de relleno de canal en los márgenes acrecionales de canales (tramos convexos), sugiriendo que el desarrollo de canales y lóbulos de *crevasse* no fue importante. Como ejemplo podemos citar los *levees* de poco relieve citados por Tooth (2005) en el río Sandover o por Gibling *et al.* (1998) en el Cooper Creek.

Esta topografía caracterizada por cinturones de canales poco sobreelevados, si bien directamente no favorecería la reocupación de canales, al menos no la impediría de la misma manera que si los cinturones de canales formaran relieves marcadamente sobreelevados, tal como sugieren Mohrig *et al.* (2000): sería más fácil reocupar un canal limitado por *levees* poco marcados, que un canal marcadamente sobreelevado. Así, la

presencia en la llanura aluvial de formas de canal abandonado, formando depresiones lineales, favorecería la recuperación de éstos (Reitz *et al.*, 2010; Reitz y Jerolmack, 2012).

Las relaciones de convergencia sugieren la presencia en la llanura de inundación de formas de canal abandonado que podían actuar como atractores para las aguas de escorrentía procedentes de avulsiones cercanas (Cuevas *et al.* 2009), dando lugar a procesos de avulsión por anexación (Slingerland y Smith, 2004).

En definitiva, en este estudio proponemos un tipo morfológico diferenciado para los *ribbons* de la Formación Caspe (Fig. 5.34). Este tipo es diferente de los modelo propuesto por Friend *et al* y Williams (1975) y del modelo propuesto por Mohrig *et al.* (2000). El modelo propuesto en este trabajo se caracteriza por:

- La presencia de dos partes: una parte basal, incidida, y una parte superior, agradacional y en transición lateral a los materiales de llanura de inundación.
- La segmentación de los rellenos de canal en *storeys*. Cada storey corresponde al relleno de un paleocanal, y su trazado en planta puede converger o divergir significativamente respecto de los otros *storeys*.
- Los materiales de llanura de inundación no se disponen en *onlap* sobre las capas de *levee* (alas), sino que pasan sin solución de continuidad a los materiales de *levee* (alas) y éstos a los rellenos de canal.

En síntesis, la estructura *multistorey* de los *ribbons*, así como las relaciones arquitecturales entre los rellenos de canal de los *ribbons*, los depósitos de *levee* representados por las alas y los depósitos de llanura de inundación pueden interpretarse como los depósitos de llanuras fluviales dominadas por cinturones de canales flanqueados por *levees* de poco relieve. La evolución de los cinturones de canales y las llanuras de inundación relacionadas podría interpretarse como condicionada por un proceso cíclico de incisión y agradación en canales y llanuras de inundación bajo un régimen hídrico altamente variable. Este proceso se esquematiza en la Fig. 5.35:

- Fase inicial de incisión.
- Fase de agradación inicial del canal en la zona de *thalweg*.
- Fase de agradación del canal y de la llanura de inundación. Esta fase es multiepisódica, con eventos de abandono y recuperación. Estos eventos de abandono y recuperación pueden corresponder a escalas temporales que irían desde fases estacionales o plurianuales, a eventos de recuperación por anexación, implicando éstas últimas lapsos mayores de tiempo (Chamberlin y Hajek, 2015). Entre sucesivas fases de recuperación, segmentos de canales abandonados parcialmente colmatados formarían depresiones lineales en la llanura fluvial.
- Fase de colmatación total y abandono.

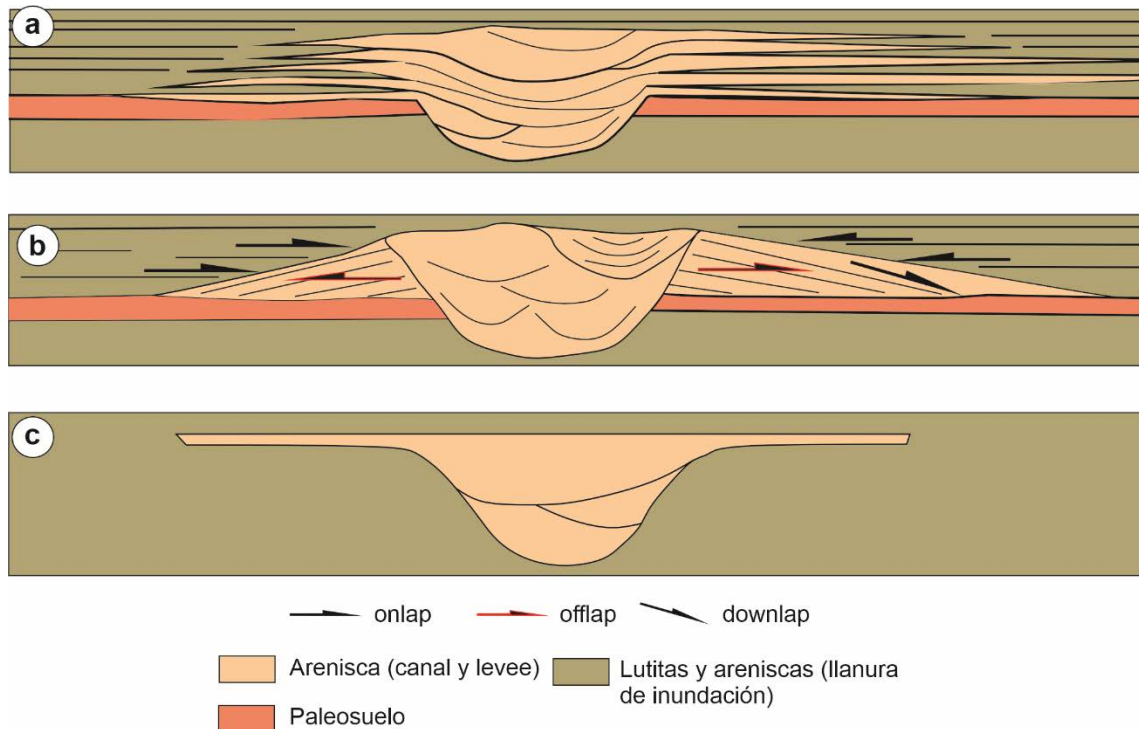


Fig. 5.34. Esquema conceptual de la diferencia entre los ribbons de “tipo Caspe”, canales avulsivos sobreelevados y canales predominantemente incididos. a) Ribbon de “tipo Caspe”: los materiales de levee se interdigitan con los materiales de llanura de inundación; implica agradación simultánea del canal y llanura de inundación, con sobreelevación mínima del canal equivalente al grosor de una capa de levee. b) Canal avulsivo sobreelevado. Los levees forman una estructura en offlap, con disposición en downlap sobre la llanura de inundación. Los materiales de llanura de inundación situados por encima de la incisión basal se disponen en onlap sobre la paleotopografía formada por el conjunto sobreelevado de canal-levee. La sobreelevación corresponde al grosor máximo del conjunto de depósitos de levee. Basado en Mohrig *et al.*, (2000) y Slingerland y Smith (2004). c) Ribbon según la definición de Williams (1979) y Friend, Slater y Williams (1979); notar que en este caso el relleno de canal se presenta totalmente incidido, ocupando una única superficie mayor de erosión; sólo la parte más superior del relleno de canal pasa lateralmente a materiales de llanura de inundación.

El origen de las incisiones erosivas, tanto de las bases de los *ribbons* como las que corresponden a bases de *storeys*, han sido atribuido por Anadón *et al.* (1989) a oscilaciones del nivel de base lacustre. De un modo más general, (Friend *et al.* 1979, 1986) las atribuyen a ascenso relativo de la superficie aluvial respecto del nivel de base, sea por descenso del nivel de base lacustre o por levantamiento tectónico.

En cambio, Mohrig *et al.* (2000) atribuyen las fases de incisión a procesos autogénicos de avulsión y reocupación. Por tanto, hay una cierta discrepancia de criterios sobre el posible origen alogénico o autogénico de las incisiones erosivas.

En nuestra opinión, las incisiones erosivas que forman las bases de los *ribbons* y la compartimentación en *storeys* tendría un origen autogénico en la mayoría de los casos.

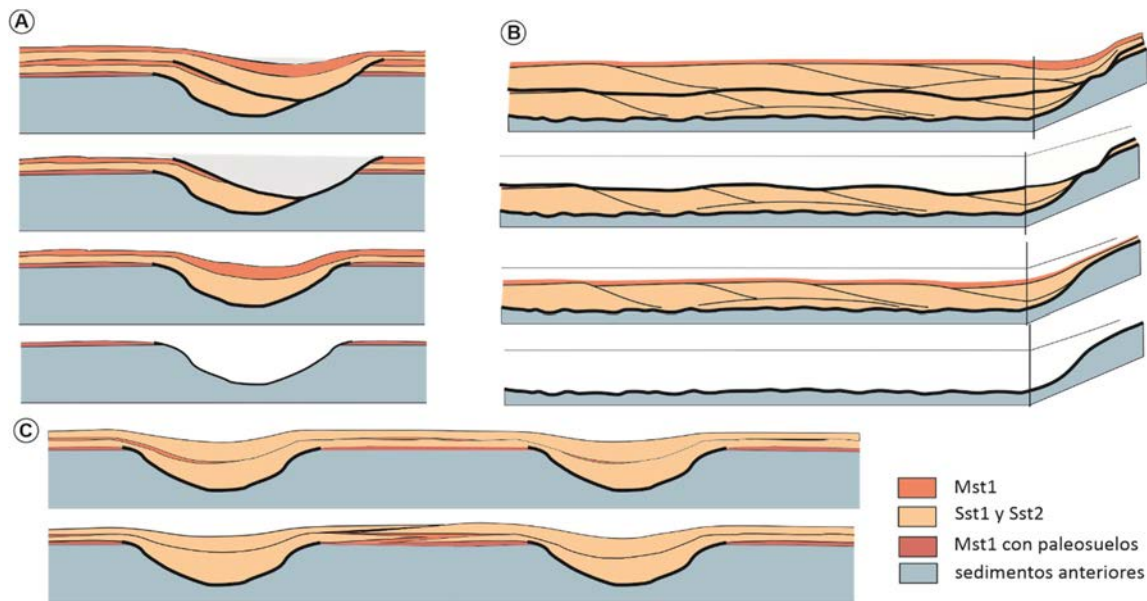


Fig 5.35. Proceso de incisión y de agradación. A) Vista transversal al flujo. El proceso comienza por una fase inicial de incisión, seguida por una fase de sedimentación en el canal y desbordamiento. Posteriormente a cada fase de sedimentación, el canal queda parcialmente colmatado, quedando una depresión que favorece la reocupación del canal. Durante los eventos de reocupación, se produce erosión parcial de los depósitos previos y desplazamiento lateral del thalweg, dependiendo de la curvatura del canal. B) vista longitudinal del proceso descrito en A); fases de migración de barras y acreción vertical, seguidas por eventos de reocupación y retoque erosivo, preservando una parte importante de los depósitos previos. C) Los procesos descritos en A y B pueden darse en canales próximos, resultando en interconexión de los depósitos de desbordamiento y acreción generalizada, no circunscrita a un canal. El esquema superior de C implicaría anastomosis: actividad sincrónica de los canales, mientras que el esquema inferior no implica anastomosis, sino actividad alterna de los canales, a un ritmo suficientemente rápido como para producir el mismo efecto de agradación generalizada. Este segundo caso no implica anastomosis y podría darse en redes distributivas.

Fundamentamos esta hipótesis en las siguientes observaciones:

- El espesor promedio de las partes agradacional e incisiva de los *ribbons* es aproximadamente igual (apartado 5.2.2, Gráf. 5.2). Esta correlación podría indicar que la magnitud de las incisiones se corresponde en promedio con la magnitud de los relieves deposicionales formados por la coalescencia de las partes agradacionales. En este caso, podríamos invocar un proceso autogénico de generación progresiva de relieve deposicional positivo, con un incremento correlativo de la pendiente topográfica y de la competencia del flujo, de una manera análoga al proceso cíclico descrito por Hamilton *et al.* (2013) en modelos analógicos experimentales.
- La estructuración en *storeys* es una característica general de los *ribbons*, en toda la extensión y espesor de la Formación Caspe. Esto sugiere que el origen de las incisiones erosivas no guardaría relación con descensos del nivel de base lacustre, excepto en la franja más distal de las llanuras aluviales (Sáez *et*

al., 2007; Fisher y Nichols, 2013). Las incisiones erosivas de los canales podrían iniciarse como *on-fan channels* (Field, 2001; Cain y Mountney, 2009), formados por la incisión causada por la escorrentía y por los flujos de desbordamiento de canales activos. Estos canales de pequeña escala se incidirían y ensancharían progresivamente por reactivaciones sucesivas hasta capturar canales cercanos por erosión remontante. Los canales así formados seguirían un ciclo de reocupaciones, incisiones parciales y agradación como el descrito. Sólo en la franja más distal del sistema, en las zonas costeras del sistema lacustre, las incisiones erosivas estarían relacionadas con oscilaciones del nivel de base.

- Los controles alogénicos se manifiestan a escala regional, mientras que la expresión sedimentológica y estratigráfica de los controles autogénicos se manifiesta a escala local (Cecil 2013). Los niveles de concentración vertical de *ribbons* identificados en la sección 4.2.3.2 (graderías) tienen extensión kilométrica, no son trazables a escala de la formación, y a gran escala se presentan amalgamados. Esta observación apuntaría *a priori* al dominio de los controles autogénicos en los procesos deposicionales a la escala de las graderías.

5.7.2. Régimen hídrico.

Como indicamos en la introducción de esta tesis, diversos autores han atribuido un régimen efímero a los canales, basándose en criterios diversos. Así, Friend *et al.* (1979, 1986) y Williams (1975) infieren un régimen efímero basándose en la forma de los paleocanales: según estos autores, las geometrías de tipo *ribbon*, se deberían a que las fases de actividad serían demasiado cortas como para permitir una migración lateral significativa. Estos mismos autores también interpretan el carácter *multistorey* como un indicio de funcionamiento efímero.

Otros autores (Cuevas *et al.* 2009, 2010) también interpretan los paleocanales como formados por flujos efímeros. Basan esta interpretación en la presencia de bioturbación por insectos sociales y de intercalaciones de lutitas edafizadas dentro de los rellenos de canal, o tapizando las superficies basales de los *storeys*, lo cual implicaría periodos de inactividad de los canales suficientemente prolongados como para permitir la colonización por insectos o el desarrollo de procesos edáficos en los fondos de canal.

Ahora bien, los indicios de régimen efímero que han señalado los autores citados tienen una correspondencia parcial con los criterios generalmente aplicados en la literatura. Los sedimentos de ríos efímeros actuales se caracterizan por la presencia de lutitas intersticiales, cantos blandos y abundancia de depósitos de *flash flood* en forma de laminaciones de alto régimen (Thomas 2011). En las litofacies del registro fósil, las características que típicamente se han asociado al régimen efímero son la presencia generalizada de grietas de desecación en intercalaciones lutíticas (Dreyer 1993), la abundancia de depósitos de alto régimen intercalados en los rellenos de canal (Abdullatif 1989) y la presencia de depósitos eólicos (Kelly y Olsen, 1993). Estas características, especialmente los depósitos eólicos, se relacionan con unas condiciones de aridez elevadas y flujos de corta duración y alta intensidad.

En cambio, en la Formación Caspe no se reconocen depósitos eólicos, las laminaciones de alto régimen son poco abundantes en los rellenos de canal y la presencia de grietas de desecación es testimonial.

Por tanto, cabría hacer una revisión de los criterios aplicados por los autores citados, y matizar la aplicación del concepto de régimen efímero a los depósitos de la Formación Caspe. En sentido estricto se considera que el régimen hídrico de un río es efímero si la circulación de agua sólo se produce durante eventos de precipitación de alta intensidad, normalmente tormentas. Por tanto, la circulación de agua sólo se produce durante un período corto de tiempo, de unas horas a unos días como máximo y los flujos normalmente son de alta energía. Aunque el funcionamiento de un río efímero es intermitente, cabe diferenciarlo del régimen intermitente propiamente dicho. El régimen hídrico de un río se define como intermitente cuando cesa de transportar agua con una frecuencia estacional o plurianual. Por tanto, podemos considerar el régimen efímero como un caso concreto, extremo, de régimen intermitente.

La baja movilidad lateral de los canales que da lugar a litosomas de tipo *ribbon*, no sería necesariamente un indicio de régimen efímero tal como interpretan Friend, Hirst, y Nichols (1986) y Williams (1975), sino que podría estar causada por una baja relación entre la capacidad erosiva de los flujos y la resistencia a la erosión de los márgenes (Makaske 2001). En este sentido la presencia de horizontes de nódulos de yeso alabastrino en las facies de llanura de inundación estaría relacionada con procesos diagenéticos tempranos de cementación, favoreciendo la resistencia a la erosión de los márgenes de los canales (Williams, 1975).

La segmentación en *storeys* tampoco sería un indicio de régimen efímero *per se*. Como hemos discutido en la subsección 5.2.2, la generación de *storeys* en general puede obedecer a procesos de diversa magnitud y temporalidad (Chamberlin y Hajek, 2015); según nuestra definición, a la incisión o reactivación de paleocanales, pero discontinuidad temporal no implica necesariamente régimen efímero.

La presencia de bioturbación por insectos sociales en los rellenos de canal es uno de los criterios indicados por Plink-Björklund (2015) como diagnósticos de estacionalidad hidrológica, con una estación seca durante la cual los fondos de canal quedan expuestos subaéreamente y pueden llegar a colonizarse por hormigas y termitas (Hasiotis 2004; Hasiotis *et al.* 2007). Otros criterios, como la presencia de intercalaciones lutíticas edafizadas y la presencia estructuras de alta tasa de sedimentación, todos ellos identificables en las litofacies también son atribuidos por Plink-Björklund (2015) a un régimen hídrico estacional. Fielding, Alexander and Allen (2018) incluyen estos criterios y señalan la abundancia de depósitos de barras unitarias como diagnóstico de régimen hídrico altamente variable, en el que pueden alternar períodos de inactividad. En atención a estos criterios, podríamos interpretar que los depósitos de la Formación Caspe indicarían un régimen de descarga altamente variable, no necesariamente efímero.

Las características que permiten inferir una cierta aridez paleoclimática en la Formación Caspe son la presencia de evaporitas intersticiales y el contenido paleobiológico, en especial la presencia de micromamíferos análogos a roedores esteparios actuales y de

esporomorfos que indicarían temperaturas medias más elevadas que las actuales (Cabrera, 1983), pero no condiciones de clima desértico.

Por tanto, en base a la interpretación sedimentológica, podría atribuirse a la Formación Caspe un régimen de descarga altamente variable, bajo unas condiciones paleoclimáticas que variarían de subtropical subhúmedo a semiárido más que un régimen efímero relacionado con condiciones de aridez elevadas.

Teniendo en cuenta que la interpretación paleohidrológica sugiere caudales formativos significativamente más altos que los actuales para la cuenca del río Guadalope, los indicios de régimen hídrico altamente variable podrían indicar una acusada torrencialidad, significativamente mayor que la actual, con grandes avenidas durante las cuales se reocuparían tramos de canales abandonados, parcialmente colmatados. La terminación corriente abajo del relleno de arenisca descrito en la subsección 5.5.1.1 podría estar relacionada asimismo con un régimen altamente discontinuo, llegando en algunos casos al abandono del canal en fases tempranas, después de los eventos de incisión y relleno inicial. No obstante, la escasez de evidencias de relleno discontinuo no permite generalizar esta interpretación.

Una característica frecuente de los ríos de zonas áridas y semiáridas es la pérdida de caudal corriente abajo. Estas pérdidas se deben a múltiples causas, principalmente infiltración, desbordamiento y evapotranspiración (Tooth 2000), y sus magnitudes dependen, además de otros factores, principalmente la localización de las precipitaciones y forma de los hidrogramas (Tooth, 2000); de todo ello resulta una gran variabilidad. Aunque es problemático determinar el valor relativo de cada uno de estos factores en las pérdidas de caudal, en general se acepta que el papel más importante corresponde a la infiltración (Tooth 2000). En este sentido, la presencia generalizada de icnofósiles de insectos sociales en los depósitos de relleno de canal indica depresiones importantes del nivel freático, y por tanto, alta capacidad de infiltración. Una estimación de las pérdidas de caudal puede establecerse en base a los paleocaudales determinados en niveles estratigráficos próximos a las Lutitas de la Cuesta de Fraga. Los valores de caudal calculados en los paleocanales C y D de la Tabla 5.6 son de unos 87 m³/s en promedio. Teniendo en cuenta que la distancia a lo largo de las paleocorrientes entre estos paleocanales y la transición a las calizas de Torrente de Cinca es de unos 17 Km, el valor de las pérdidas de transmisión de caudal sería de unos 5.1 m³·s⁻¹·km⁻¹. Como comparación, los valores medidos en el Cooper Creek en la región del Channel County de Australia (Knighton y Nanson, 1994) oscilan entre 0.11 y 46 m³·s⁻¹·km⁻¹.

5.7.3. Morfología de la red fluvial.

Las arquitecturas sedimentarias dominadas por depósitos tabulares de arenisca que conectan con litosomas de tipo *ribbon* y agradación sincrónica entre rellenos de canal y llanuras de inundación han sido interpretadas como propias de depósitos de canales anastomosados (Flores y Hanley, 1984; Nadon, 1994; Makaske, 2001). Cuevas *et al.*, (2010) sugieren el desarrollo de canales anastomosados en la Formación Caspe basándose en la geometría en planta de los *ribbons*, las relaciones arquitecturales entre éstos y las proporciones entre litofacies. No obstante, tal como se esquematiza en la Fig 5.35C, las

relaciones frecuentemente observadas entre *ribbons* y litosomas tabulares no permiten atribuir categóricamente estos depósitos a geometrías anastomosadas, sino que dichas arquitecturas podrían corresponder también a geometrías distributivas en las que canales próximos alternasen la actividad con una cierta frecuencia.

El desarrollo de canales anastomosados ha sido relacionado por David Knighton y Nanson, (1993) con sistemas fluviales de baja pendiente, dominados por avenidas con alto aporte de sedimento. Makaske *et al.* (2017) proponen un modelo en el cual se forman canales anastomosados en el tránsito de sistemas de abanicos aluviales, de alta pendiente, a zonas de llanura fluvial de menor pendiente (Fig 5.36). La reducción de pendiente induciría la formación de avenidas y la pérdida de competencia de las corrientes, con deposición rápida de los materiales aportados por canales de abanicos aluviales a zonas de menor gradiente. El tránsito de canales con gravas a canales sin gravas podría estar relacionado con un cambio de pendiente, el cual favorecería el proceso indicado. Otros factores, como la estabilidad lateral de los canales favorecida por el posible endurecimiento de los márgenes de los canales por cementación temprana (Williams, 1975) y el bajo gradiente de las zonas media y distal del abanico fluvial, también favorecerían el desarrollo de canales anastomosados (Makaske 2001).

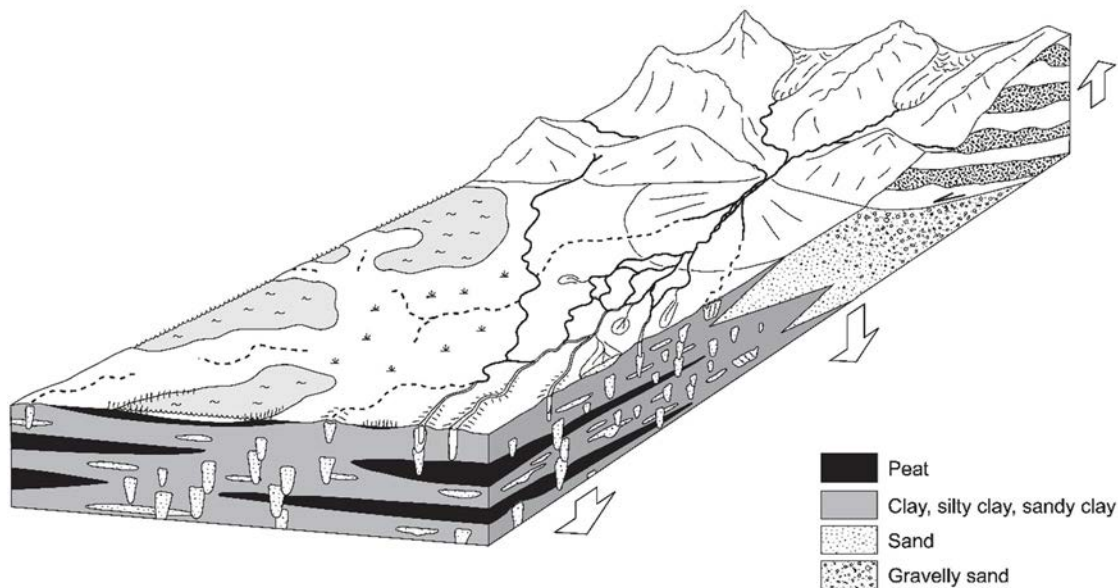


Fig. 5.36. Según Makaske *et al.*, 2017. Notar la posición de canales anastomosados aguas abajo de abanicos aluviales. Los canales anastomosados se forman a favor del cambio brusco de pendiente que causa disminución de la capacidad del flujo.

En nuestro caso, el tránsito de canales alimentadores principales a canales distributarios podría estar relacionado con el tránsito de zonas de gradiente topográfico relativamente alto, a zonas de menor gradiente. En este caso, dicho tránsito podría favorecer la anastomosis, de acuerdo con el modelo de Makaske (2017), si bien, como hemos indicado anteriormente, no podemos atribuir unívocamente las arquitecturas observadas a depósitos de redes de canales anastomosados o a redes distributivas. En cualquier caso, la anastomosis responde a un mecanismo de dispersión de sedimento cuando la tasa de

aporte es alta y el gradiente topográfico es muy bajo, de manera que los canales anastomosados constituyen una manera de maximizar la capacidad de transporte cuando no se puede aumentar el gradiente (Nanson y David Knighton, 1996). Análogamente, consideramos que el desarrollo de redes distributivas puede constituir un mecanismo análogo de optimización de la capacidad de transporte en condiciones de alta tasa de aporte y gradiente topográfico bajo.

Por otra parte, tampoco puede establecerse un límite claro entre ambos tipos de redes. Puede darse el caso de que las redes de canales se comportasen como anastomosadas durante grandes avenidas en las cuales se activasen todos los canales, mientras que en avenidas menores, sólo algunos canales serían activos, manteniendo un patrón distributivo.

5.7.4. El origen de la arquitectura deposicional de la Formación Caspe.

Interpretamos las secuencias estrato y granocrecientes descritas en el apartado 5.5.2, a cuyo techo se sitúan los niveles de concentración de *ribbons* (graderías), como secuencias de progradación de lóbulos deposicionales (Fig. 5.37), mientras que las secuencias estrato y granodecrescientes corresponderían al abandono de dichos lóbulos. De acuerdo con esta interpretación, los niveles de *ribbons* que forman las graderías y que se sitúan a techo de estas secuencias corresponderían los depósitos de canales anastomosadas o distributivos, mientras que los depósitos más finos, terrígenos o lacustres que forman la parte inferior de las secuencias corresponderían a los depósitos distales de dichos sistemas de canales, los cuales progradarían sobre zonas relativamente deprimidas de la superficie del abanico fluvial. Los complejos de canal-*levee* en que se depositaron los sedimentos de las graderías se formarían a favor del cambio de pendiente en la zona de transición de canales alimentadores principales a distributarios, análogamente al modelo de Makaske *et al* (2017) descrito en la Fig. 5.36.

Estos lóbulos deposicionales serían de escala probablemente kilométrica, dado que la extensión cartográfica de graderías es de este orden. A su vez, posiblemente la migración y compensación de estos lóbulos, formaría lóbulos deposicionales de mayor escala (Fig. 5.37), si bien las condiciones de afloramiento no permiten identificar este tipo de estructuras.

En el modelo propuesto la jerarquización se produce en el sentido de la paleocorriente, con una transición de canales alimentadores principales a canales distributarios de menor entidad y finalmente a depósitos de flujos no confinados. Este modelo arquitectural es diferente de los modelos correspondientes a los depósitos de canales axiales avulsivos, claramente diferenciados de los depósitos de cinturones de avulsión, y que se caracterizan por una distribución claramente bimodal de los depósitos de relleno de canal. (Fig. 5.38). Apoyamos esta hipótesis en las observaciones siguientes:

- La ya citada transición general observada en sentido proximal-distal,
- La inmadurez general de los paleosuelos, la cual sugiere un contexto de sedimentación relativamente continua, sin hiatos importantes correspondientes a los límites de cinturones de avulsión de canales principales (Kraus y Wells, 1999; Slingerland y Smith, 2004) (Fig. 5.38).

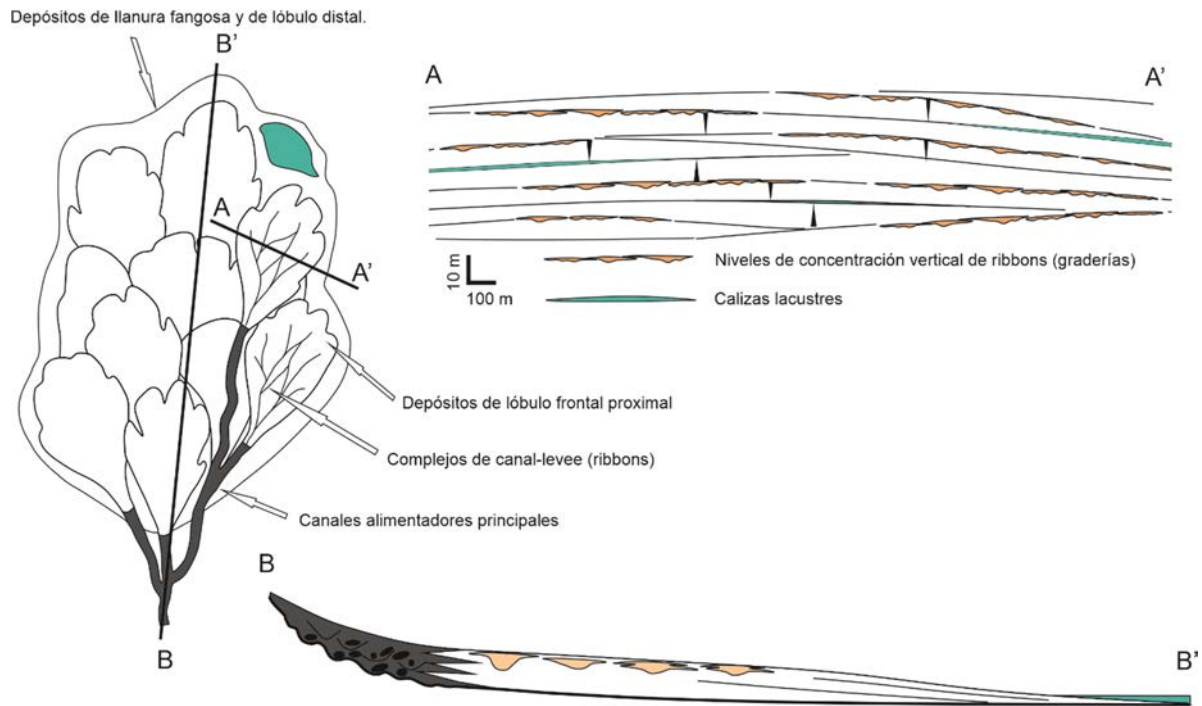


Fig. 5.37. Progradación y compensación de lóbulos deposicionales. Las secuencias estrato- y granocrecientes corresponden a los lóbulos esquematizados en esta figura, formando relieves autogénicos de extensión kilométrica. A su vez, la amalgamación y compensación de estos lóbulos daría lugar a la formación de lóbulos deposicionales de mayor escala. Se han descrito relieves autogénicos formados por la progradación de lóbulos deposicionales en el fluvial fan del Taquari (Zani et al. 2012). Dichos lóbulos se forman a diferentes escalas, de orden kilométrico al de decenas de kilómetros, y con relieves deposicionales variando entre pocos metros a pocas decenas de metros.

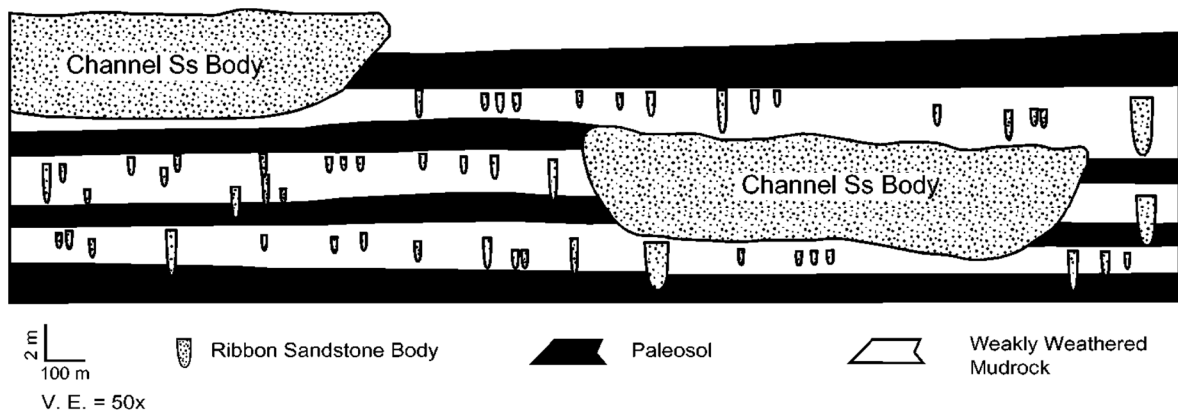


Fig. 5.38 Arquitectura resultante de la avulsión de canales axiales principales. Los depósitos de canales principales pasan lateralmente a materiales de cinturón de avulsión, dominados por canales de tipo ribbon de escala subordinada en comparación con primeros. A su vez, los depósitos de avulsión quedan separados verticalmente por niveles de paleosuelos desarrollados durante periodos extensos de exposición. Notar que los rellenos de canal son marcadamente bimodales en correspondencia con las dos tipologías de rellenos de canal (adaptado de Kraus y Wells (1999)).

- La falta de canales alimentadores principales a unos 35 Km al N del margen actual de la cuenca (apartado 5.2.1).

Los afloramientos de *ribbons* no corresponden a una morfología de inversión de relieve (Pain y Oilier, 1995), de manera que no serían estrictamente representativos del trazado de las redes fluviales en que se depositaron, sino que corresponden propiamente a una morfología de inversión de depósito (DiBiase *et al.* 2013) (Fig. 5.39). Fundamentamos esta afirmación en:

- Los *ribbons* en general no corresponden al relleno de un paleocanal único, sino que corresponden al relleno de un cinturón de canales
- Las relaciones de divergencia, convergencia y cruce (Fig. 5.24, pág. 148) que conectan rellenos de paleocanal situados en niveles estratigráficos diferentes.

Dicho de otro modo, los afloramientos de *ribbons* son estrictamente representativos de la morfología de los depósitos, no de las redes fluviales. Únicamente, en la medida en que los ejes de los *storeys* dentro de un mismo *ribbon* se mantengan paralelos, los *ribbons* serán representativos de la forma de las redes fluviales. Las divergencias y convergencias en general no corresponden a canales bifurcados o convergentes, sino a la evolución de depósitos de canal en el tiempo: no representan una geomorfología, sino una estratigrafía.

La anterior matización es importante, en el sentido de que los depósitos preservados no dibujan propiamente redes fluviales, sino que son el producto de la evolución en el tiempo de las superficies aluviales, entendiendo por éstas el conjunto formado por los canales y las llanuras de inundación relacionadas. Es por esto que no se pueden reconocer redes fluviales a partir del afloramiento. La forma de una red fluvial es una instantánea en la evolución de la superficie aluvial. En cambio, afloramiento de Caspe es el producto de la evolución temporal de una red fluvial. Por este mismo motivo, no se pueden identificar claramente convergencias o divergencias de flujo correspondientes a canales coetáneos.

En resumen, interpretamos los depósitos de la Formación Caspe como sedimentados en un sistema de abanico fluvial distributivo formado por lóbulos deposicionales, alimentados por canales alimentadores que pasaban corriente abajo a redes de canales distributarios formadas a favor de la disminución de pendiente que se produciría en las partes distales de dichos canales alimentadores, y que podrían tener patrones anastomosados o distributivos. El régimen hídrico sería discontinuo, probablemente de carácter torrencial, dadas las características sedimentológicas y paleohidráulicas de los rellenos de canal. Las redes de canales pasarían distalmente a llanuras fangosas, con la presencia ocasional de canales de tipo meandriforme. La progradación de los sistemas de canales alimentadores sobre las redes de canales y las facies distales de llanura fangosa daría lugar a las secuencias estrato y granocrecientes observadas.

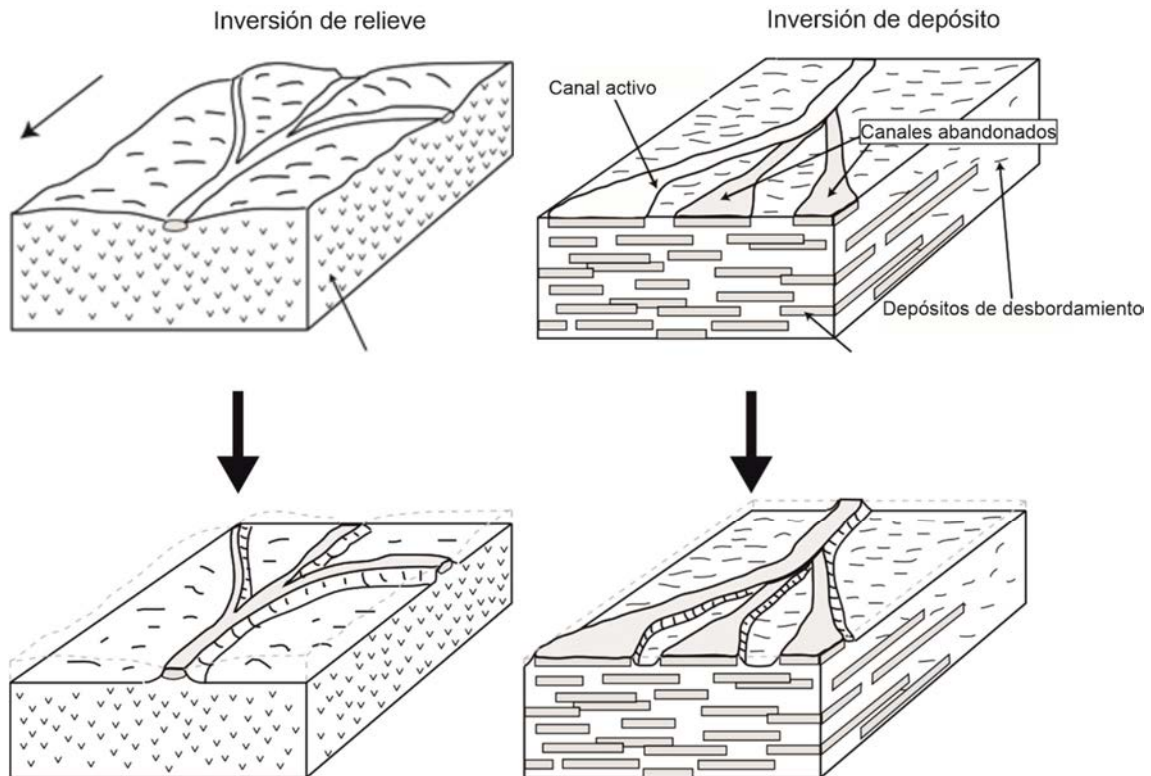


Fig. 5.39. Inversión de relieve vs. inversión de depósitos. Modificado de DiBiase *et al.* (2013).

5.7.5. El ejemplo actual del Taquari

El sistema sedimentario del Taquari (Assine, 2005; Assine y Silva, 2009; Buehler *et al.*, 2011b; Zani *et al.*, 2012) constituye un ejemplo de abanico fluvial en el que se observa una serie de procesos análogos a los que hemos interpretado para la Formación Caspe, y está formado por la compensación de lóbulos deposicionales (Zani *et al.* 2012).

El abanico fluvial del río Taquari (Figs. 5.40, 5.41) se extiende sobre un área de 49000 Km², con un radio de unos 253 Km (Zani *et al.* 2012) en la parte superior de la cuenca de drenaje del río Paraguay, de clima tropical subhúmedo, con una estación lluviosa en verano y seca en invierno. Es una zona caracterizada por gradientes topográficos muy bajos, con un promedio de $3.6 \cdot 10^{-4}$ (H. Buehler *et al.* 2011). Ocupa una cuenca extensional de edad plio-cuaternaria, formada por levantamiento y extensión de la flexión (*forebulge*) del sistema de cuencas de antepaís de los Andes (Ussami *et al.* 1999; Assine *et al.* 2016). Se trata de una cuenca de unos 500 m de espesor y que coincide aproximadamente en extensión con al abanico fluvial del Taquari. Se distingue (Fig. 5.41) una zona donde el río Taquari fluye encajado entre sedimentos del Pleistoceno, formando un curso meandriforme, y una zona localizada aguas abajo de este encajamiento, donde el sistema fluvial adopta un patrón distributivo y forma lóbulos deposicionales. La pendiente media de la superficie topográfica en esta última zona es de $4.4 \cdot 10^{-4}$, mientras que la de la parte encajada es algo menor, del orden de $3.8 \cdot 10^{-4}$ (Assine, 2005). El resto de la superficie del abanico fluvial del Taquari está formada por lóbulos deposicionales y canales abandonados.

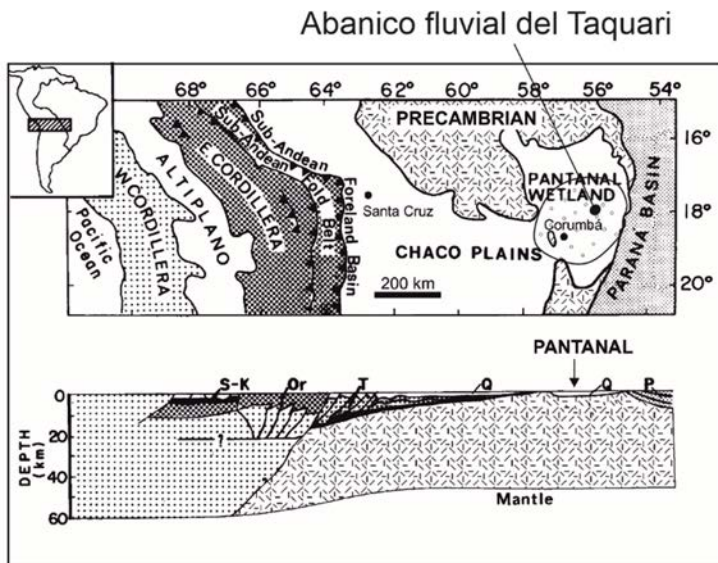


Fig. 5.40. Localización geológica del abanico fluvial del Taquari. Ocupa parte de la Cuenca del Pantanal, en la flexión (forebulge) del sistema de cuencas de antepaís de los Andes. Adaptado de Assine et al. (2016).

En la parte activa, el canal principal del Taquari forma un complejo de canal-*levee*. Dicho complejo experimenta procesos de avulsión con una frecuencia de entre 10 y 20 años (Assine, 2005) y tienden a ser más recientes en sentido distal a proximal (Zani *et al.* 2012). Cada evento de avulsión (Fig. 5.42) genera una red de canales (Fig. 5.43) anastomosados que pasan aguas abajo a flujos no confinados, formando cuñas clásticas que progradan sobre áreas deprimidas de la llanura de inundación y dan lugar a relieves deposicionales (Fig. 5.42). Estas cuñas clásticas tienen forma lobulada, formando una serie continua de lóbulos deposicionales cuya extensión va desde unos 20 Km² a 3000 Km² (Figs. 5.42, 5.44). El relieve de estos lóbulos deposicionales varía desde 1 m en las de menor extensión hasta 33 m en las mayores (Zani *et al.* 2012).

Los canales de lóbulos deposicionales abandonados pueden reactivarse intermitentemente durante grandes avenidas y actuar como conductos de desagüe durante la fase de descenso de estos eventos. Asimismo, pueden ser reactivados por flujos avulsivos, vehiculando los nuevos cursos fluviales (Assine, 2005).

Las formas de terreno y procesos sedimentarios descritos guardan unas ciertas analogías con los depósitos descritos y procesos sedimentarios inferidos para la Formación Caspe. Así, las secuencias estrato y granocrecientes descritas en el apartado 5.4.4, podrían corresponder a la progradación de lóbulos deposicionales análogos a los descritos en el abanico fluvial del Taquari. Los niveles de condensación vertical de *ribbons* situados a techo de estas secuencias podrían corresponder a las redes anastomosadas desarrolladas en la parte proximal de los lóbulos deposicionales del Taquari. La parte inferior de las secuencias, generalmente dominadas por lutitas con evidencias de ambientes pobremente drenados, areniscas tabulares y ocasionalmente calizas lacustres, correspondería a la parte distal de estas redes las cuales progradan sobre las áreas deprimidas del abanico fluvial.

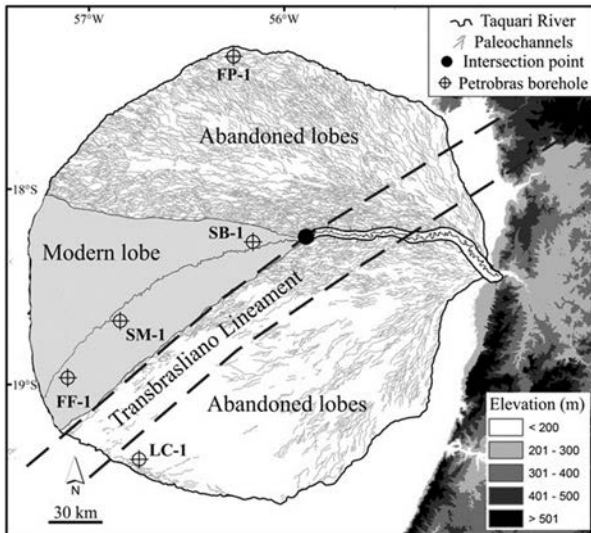


Fig. 5.41. Unidades geomorfológicas principales del abanico fluvial del Taquari. El río Taquari fluye encajado aguas arriba del punto de intersección, el cual coincide con un incremento de la pendiente regional. Aguas abajo de este punto se localiza la zona de deposición activa (modern lobe). El resto de la superficie está ocupado por lóbulos deposicionales y canales abandonados. Según Zani, Assine and McGlue (2012).

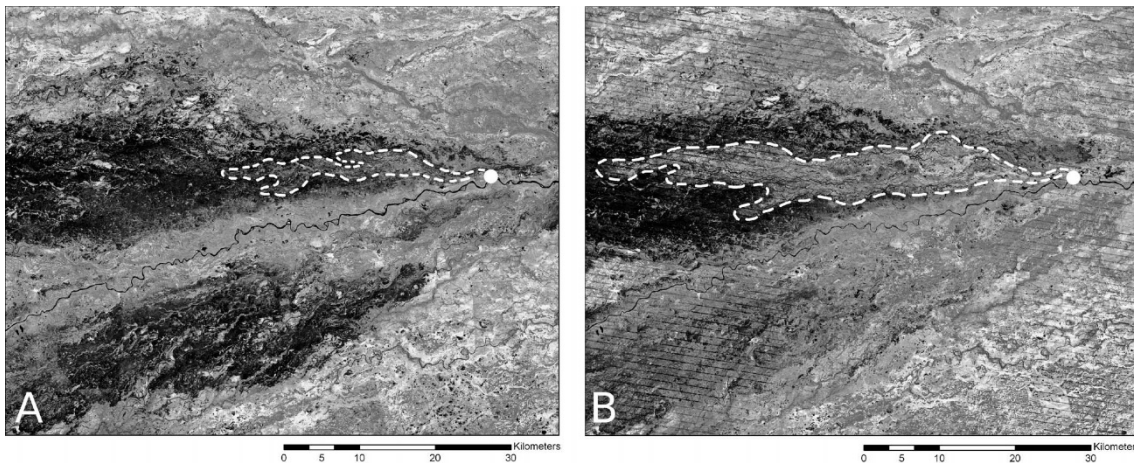


Fig. 5.42. Formación de un lóbulo deposicional. El círculo blanco indica el punto de avulsión. La imagen A corresponde a julio de 1999; la B corresponde a julio de 2008. El tono claro del lóbulo deposicional refleja el relieve positivo generado, mejor drenado que las áreas deprimidas sobre las que progresa y que presentan tonos oscuros. Según H. A. Buehler et al. (2011).

Los procesos de avulsión descritos en el Taquari tienen un control autogénico (Assine 2005; Zani *et al.* 2012). El proceso que mueve el canal principal hacia el umbral de avulsión es la colmatación por migración y acreción de barras, de manera que la capacidad del canal se reduce progresivamente y se incrementa la frecuencia de desbordamientos, los cuales inducen la excavación de canales de *crevasse* en los *levees*, y transporte de sedimento hacia zonas deprimidas de la llanura de inundación a través de los canales de *crevasse* (Assine 2005).

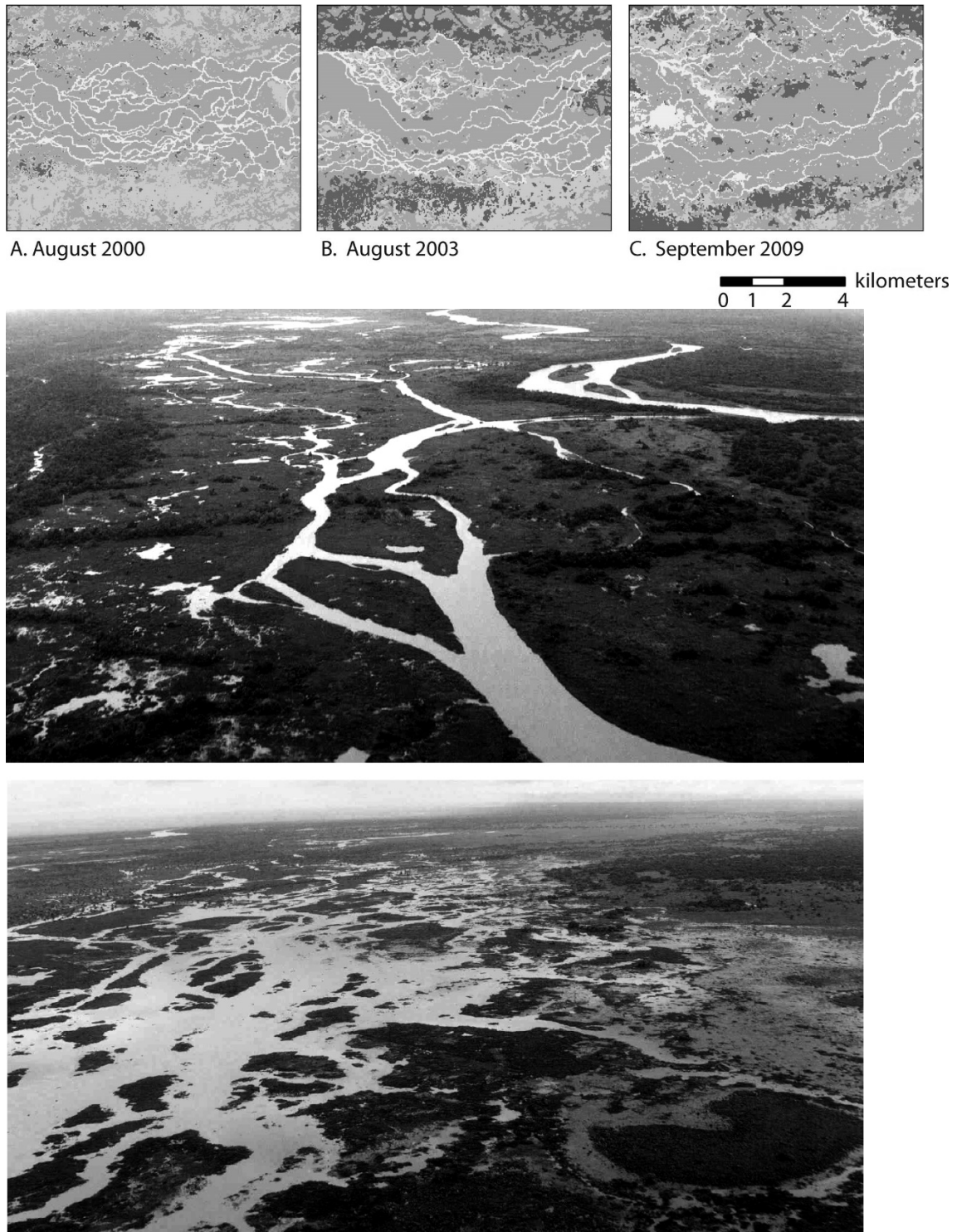


Fig. 5.43. Las imágenes A, B y C de la parte superior corresponden a la red de canales anastomosados formada en la parte proximal del lóbulo deposicional de la Fig. 5.41, extraído de H. A. Buehler et al. (2011). Las dos fotografías de la parte inferior corresponden a vistas aéreas oblicuas de la red anastomosada de las imágenes A, B y C. En la fotografía superior el canal principal se sitúa en la parte superior derecha de la fotografía. La fotografía inferior ilustra la transición aguas abajo de la red anastomosada a una zona distal dominada por flujos no confinados. Adaptado de Assine (2005).

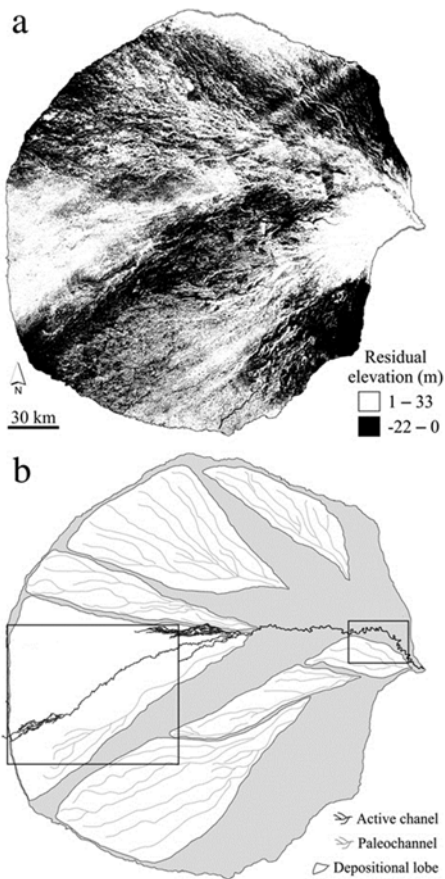


Fig. 5.44. Lóbulos deposicionales de gran escala. A) Mapa de elevaciones residuales. Corresponde a la diferencia entre la superficie topográfica y la superficie de regresión de segundo grado. Se representan en blanco las diferencias positivas; en negro las diferencias nulas o negativas. B) contornos de las áreas dominadas por diferencias positivas. Corresponden al lóbulo deposicional activo y a lóbulos deposicionales de gran escala abandonados. A su vez, estos lóbulos de gran escala están formados por lóbulos de menor escala, como el representado en la Fig.5.42. Según Zani, Assine and McGlue (2012).

Únicamente se han invocado procesos de control alogénico de origen neotectónico, los cuales tendrían un efecto local, y que afectarían a la localización preferente de las avulsiones hacia las zonas más subsidentes (Assine, 2005). Por tanto, el principal factor que controlaría la dispersión de sedimento, las tendencias secuenciales a escala métrica a decamétrica y las arquitecturas a escalas inferiores a la del conjunto del sistema deposicional, sería la propia dinámica autogénica del sistema fluvial, más concretamente, las variaciones de la relación aporte / acomodación generadas por la progradación y agradación de lóbulos deposicionales.

Otra analogía remarcable es la reocupación de los canales de lóbulos abandonados en la parte activa del abanico aluvial por flujos avulsivos y por flujos de desbordamiento (Assine, 2005). Las reocupaciones en la parte activa, por tanto, se producirían con una frecuencia plurianual, relacionada con las avulsiones (recordemos que se producen con una frecuencia de entre 10 y 20 años) o estacional. Los canales de lóbulos abandonados en las partes inactivas permanecerían inactivos por períodos mucho más prolongados, o podrían ser reocupados por flujos de escorrentía generados por las precipitaciones estacionales.

6. Análisis de la ruta sedimentaria

Se define como ruta sedimentaria el sistema dinámico formado por las zonas de producción, dispersión, almacenamiento temporal y almacenamiento a largo plazo de sedimento (Allen 2017) que conforman un determinado sistema sedimentario terrígeno. El análisis de las rutas sedimentarias se basa en la cuantificación de los componentes del sistema y de sus relaciones dinámicas (Bhattacharyya *et al.* 2016), y proporciona un marco conceptual para el análisis de los ciclos de transferencia de masa y componentes geoquímicos (Allen 2017) en la superficie terrestre.

Las relaciones dinámicas entre los componentes de la ruta sedimentaria afectan a la propagación de las señales ambientales, entendidas éstas como cambios en la producción, transporte y deposición de sedimento originados por perturbaciones en los controles alogénicos tales como clima, eustatismo, y tectónica (Sheets *et al.* 2002; Jerolmack & Paola 2010; Romans *et al.* 2016; Hajek & Straub 2017; Paola *et al.* 2018; Straub *et al.* 2020). La dinámica propia de cada ruta sedimentaria afectará a la expresión de dichas señales en el registro sedimentario. Por lo tanto, el análisis del registro sedimentario dentro del marco conceptual de ruta sedimentaria permite poner en relación dicho registro con la evolución de los componentes de la ruta.

La Formación Caspe se incluye dentro de una ruta sedimentaria relativamente simple, constituida por un área fuente sometida a levantamiento, un área de tránsito afectada por compartimentación tectónica y una zona deposicional formada por un abanico fluvial endorreico. En la zona deposicional incluimos los depósitos del Sistema del Guadalupe – Matarranya, los cuales incluirían parte de las sucesiones genéticamente relacionadas de las cubetas terciarias de Bordón y Aiguaviva (véase sección 3.2).

El análisis de esta ruta sedimentaria presenta dos particularidades:

- A diferencia de la mayoría de sistemas del registro fósil, en los cuales el área fuente no se ha preservado y sólo se puede reconstruir de manera a veces muy hipotética, en nuestro caso el área fuente se sitúa en un orógeno poco modificado por la erosión (Guimerà & González 1998; Guimerà & Salas 2010; Scotti *et al.* 2014) y cuya estructura está ampliamente documentada en la bibliografía (Guimerà & Salas 1996; Nebot Miralles 2016; Guimerà 2018; Nebot Miralles & Guimerà 2018). Este hecho nos permitirá una reconstrucción del área fuente basada en datos obtenidos por medios directos, y no por métodos indirectos basados en regresiones. Las reconstrucciones y estimaciones de extensión de cuencas de drenaje basadas en regresiones presentan rangos de variabilidad muy elevados, a menudo superiores a un orden de magnitud (Bhattacharyya *et al.* 2016).
- Dado el endorreísmo de la cuenca, cabe esperar que la masa de sedimento acumulada en la zona deposicional corresponda a la masa erosionada en el área fuente. A efectos de la aproximación presentada en este trabajo asumiremos esta hipótesis de partida.

Los datos magnetoestratigráficos disponibles permiten inferir una duración mínima de 6.429 Ma (véase sección 3.3.2) para la Formación Caspe. A efectos de los cálculos presentados en este capítulo, tomaremos este lapso como una aproximación a la duración mínima del sistema. Esta estimación, junto con las consideraciones previamente indicadas, nos permitirán elaborar una cierta aproximación a la dinámica del sistema. En particular, estas condiciones de contorno nos permitirán determinar parámetros difíciles de obtener en sistemas del registro fósil, como son la tasa de aporte de sedimento Q_s (Allen *et al.* 2013) y el balance entre erosión del área fuente y sedimentación en las áreas deposicionales (Holbrook & Wanas 2014).

En cambio, no hemos podido establecer la existencia de cambio de los flujos de sedimento a lo largo de la evolución del sistema, ya que no disponemos de un control estratigráfico detallado de la evolución de límites entre partes del sistema tales como el frente de gravas (Heller & Paola 1992; Paola *et al.* 1992; Allen 2008, 2017; Allen *et al.* 2013) y la línea litoral lacustre. Podemos establecer sus límites cartográficos aproximados, pero no su evolución estratigráfica y, por tanto, no nos ha sido posible establecer balances de masas en función de la evolución de dichos límites.

6.1. Elementos de la ruta sedimentaria

La ruta sedimentaria está formada por el área fuente, el sistema de dispersión de sedimento y la zona deposicional (Fig. 6.1).

El área fuente se localiza en la Zona de Enlace. Las litologías dominantes son carbonatos (calizas y dolomías) mesozoicos, materiales terrígenos, fundamentalmente areniscas de la Formación Utrillas del Aptiense y, en menor medida, terrígenos de las unidades del Paleógeno inferior precompresivo. En la Zona de Enlace, los carbonatos ocupan actualmente un 86% de los afloramientos, las areniscas de la Formación Utrillas el 10% y el 4% restante corresponde al resto de unidades predominantemente terrígenas cenozoicas precompresivas.

El sistema de dispersión está formado por la red fluvial encajada en el sustrato del área fuente y el abanico fluvial del Sistema del Guadalopec-Matarranya incluyendo las sucesiones genéticamente relacionadas de las cubetas terciarias de la Zona de enlace. El sistema de dispersión de sedimento correspondiente a la red fluvial del Sistema del Guadalopec – Matarranya se desarrolló en continuidad con la red fluvial de las cubetas de Bordón y Aiguaviva (González, 1989; González y Guimerà, 1997) véase sección 3.2.

Relacionadas con las antiguas redes de drenaje encajadas, se conservan fragmentos de superficies de erosión cuya edad es de difícil atribución. Así, Scotti *et al.* (2014) definen dos dominios de relieve; las zonas situadas entre 100 y 1400 m.s.n.m., y las localizadas entre unos 1500 m.s.n.m. y las cotas máximas de unos 2000 m. El dominio correspondiente a las cotas superiores está caracterizado según estos autores por un relieve relictivo, muy poco afectado por la red fluvial excavada con posterioridad al cambio de régimen endorreico a exorreico. Este último dominio, por tanto, podría estar relacionado con los sistemas fluviales de la fase endorreica y no sería descartable que

podiera corresponder, al menos en parte, a la red fluvial del Sistema del Guadalope - Matarranya. González *et al.* (1998) distinguen dos superficies de erosión de edad oligocena superior a miocena inferior en el flanco S de la cubeta de Bordón. Estas superficies corresponden a las bases de las UTS T4 y T5; es decir, aproximadamente a las bases de las unidades intermedia sintectónica y superior tardi/post-tectónica. Ambas superficies convergen hacia el S en la superficie de erosión formada en los relieves de la Muela de Monchén – Sierra de Gúdar. Por tanto, las superficies de erosión indicadas por González *et al.* (1998) podrían corresponder al dominio de relieve relictos reconocido por (Scotti *et al.* 2014). Por otra parte, según ya indican González *et al.* (1998), estos relieves constituirían el límite S de las cuencas de drenaje de las redes fluviales oligo-miocenas, ya que en ellos se preserva en su totalidad la serie del Cretácico superior (Fig. 6.2).

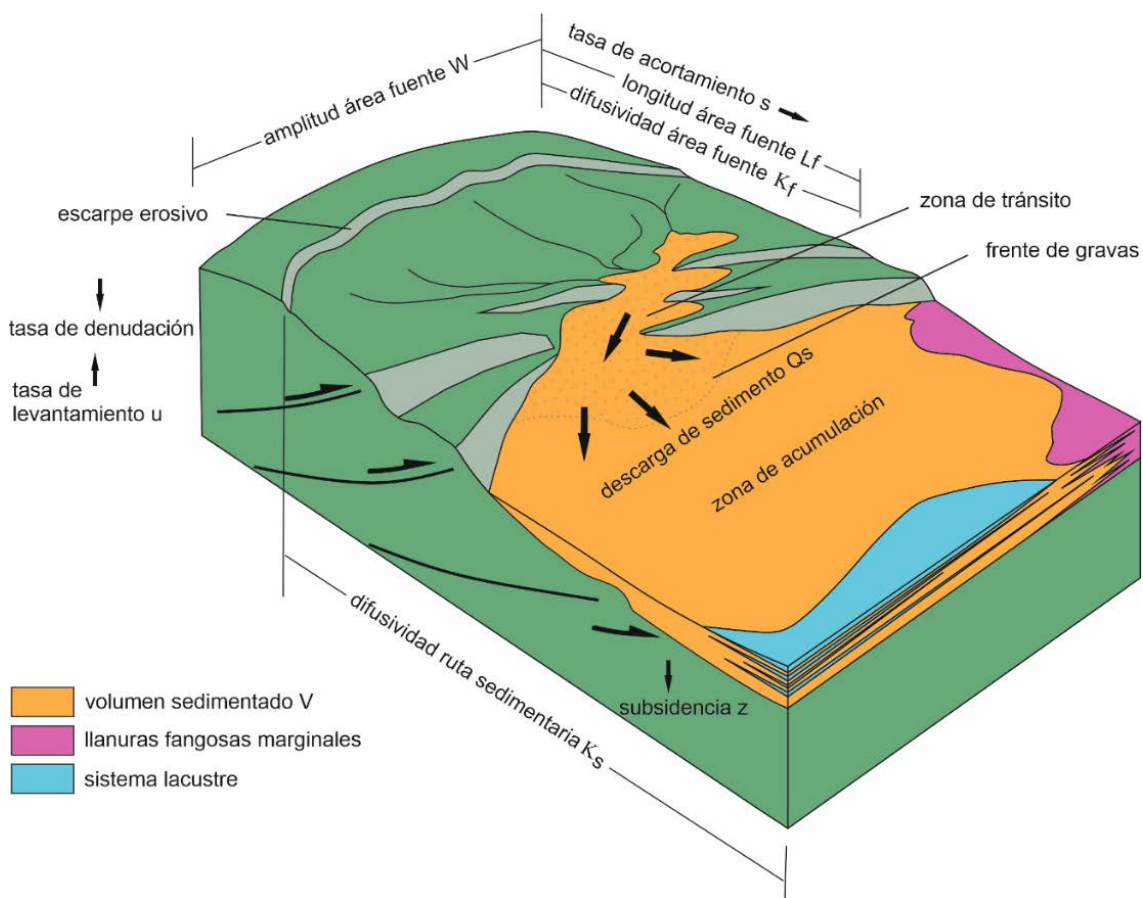
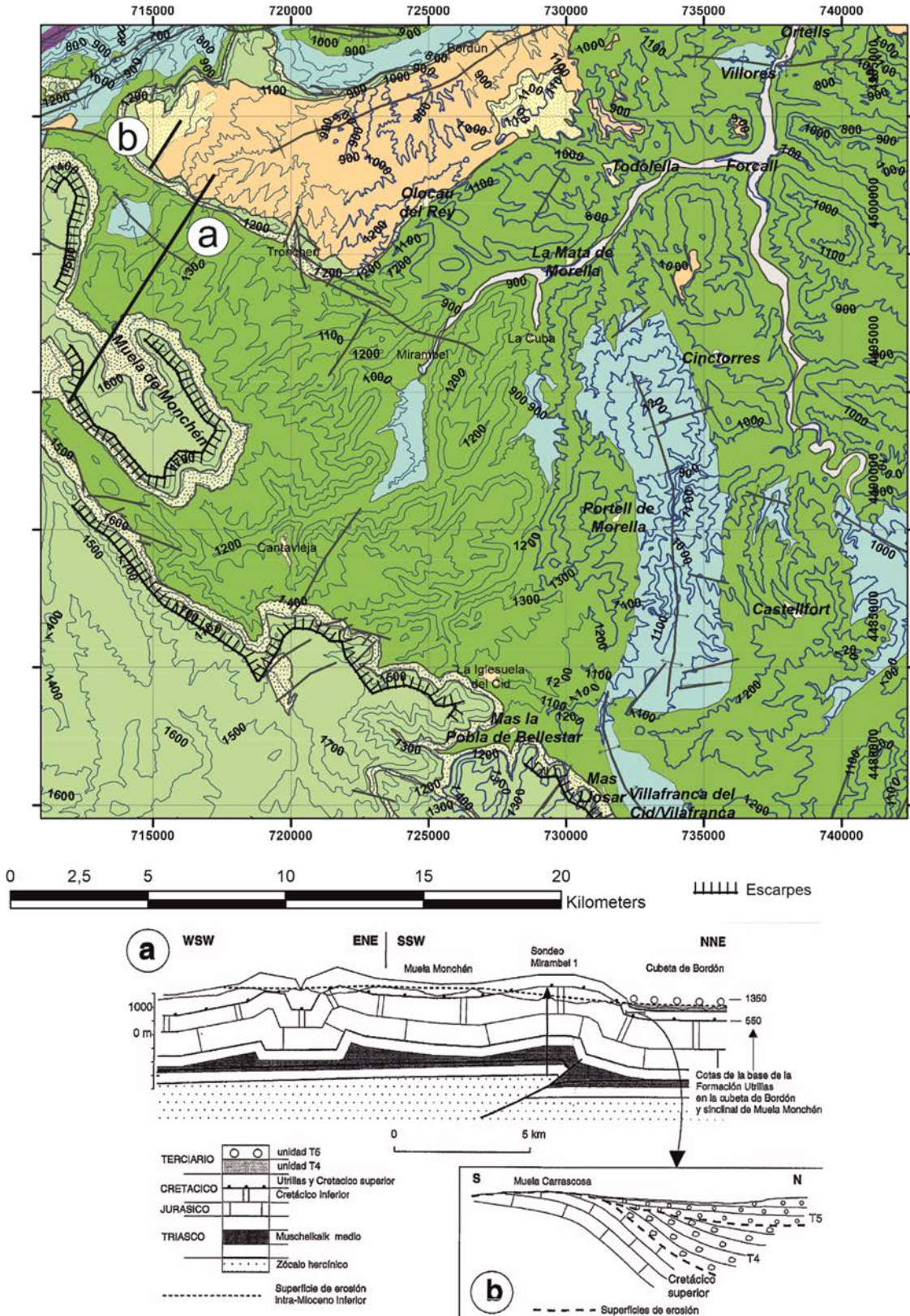


Fig. 6.1. Elementos de la ruta sedimentaria del Sistema del Guadalope – Matarranya. Notar que en la zona de tránsito también se produce acumulación, en relación con el espacio de acomodación generado por las estructuras locales.

6. Análisis de la ruta sedimentaria.



La zona deposicional está constituida en su mayor parte por el área actualmente ocupada por el Sistema del Guadalopec – Matarranya en la cuenca del Ebro y una parte menor corresponde al relleno de las cubetas. Éstas últimas en determinados momentos han podido evolucionar independientemente del resto del sistema, configurándose como cuencas desconectadas. Así lo sugiere la presencia de sedimentos lacustres en algunos sectores, indicando fases de subalimentación y atrapamiento local del sedimento. No obstante, dada la falta de información estratigráfica de detalle y el pequeño volumen de sedimento acumulado en estas cubetas en relación al del Sistema del Guadalopec – Matarranya, por simplicidad consideraremos que su relleno forma parte del total del sistema.

6.1.1. Estimación del volumen y la tasa de aporte de sedimento.

El volumen sedimentado se considera constituido por el volumen del Sistema del Guadalopec – Matarranya más el volumen de los depósitos genéticamente relacionados en las cubetas terciarias.

Para la estimación del volumen de los sedimentos acumulados en la cuenca del Ebro se ha elaborado un mapa de isopacas (sección 4.3.2) a partir de la diferencia entre un techo asumible para las sucesiones del Sistema del Guadalopec – Matarranya y el mapa de isobatas de su base. Además de las incertidumbres derivadas de la información estructural y estratigráfica disponible, y que ya hemos descrito en la sección 4.3, hemos de considerar adicionalmente:

- Una parte indeterminada de los materiales carbonáticos del área fuente han sido erosionados por procesos químicos e incorporados como cementos en las areniscas y conglomerados aluviales y como componentes de las rocas carbonáticas depositadas sobre en el Sistema lacustre de Los Monegros. Dado que dichos carbonatos lacustres también se formaron a partir de aportes desde las áreas fuente pirenaicas y del sistema catalánide, no es posible evaluar cuál es la fracción volumétrica correspondiente a los carbonatos cuya área fuente se situaba en la Zona de Enlace.
- Los límites N, W y E del abanico fluvial son transicionales hacia el sistema lacustre de los Monegros, el sistema aluvial de La Ginebrosa - Alcorisa – Híjar y el sistema aluvial de Horta-Gandesa, desarrollados los dos últimos en los márgenes ibérico y catalánide, respectivamente. Como aproximación, hemos considerado como límite la envolvente de los límites cartográficos entre la Formación Caspe y dichos sistemas.
- A pesar de que la incertidumbre en la determinación de las isobatas del límite Oligoceno-Mioceno indicadas en la sección 4.3.3, consideramos que es menor que la que se produciría en caso de considerar como techo de la serie la superficie de erosión actual. Justificamos esta consideración en el hecho de la expansión lacustre correspondiente a las Calizas de Torrente de Cinca, dentro de la cual se sitúa el límite Oligoceno – Mioceno, marcaría el final del Sistema del Guadalopec – Matarranya y en que la erosión causada por la red de drenaje actual, aun siendo relativamente poco importante (Scotti *et al.*, 2014), puede representar una parte significativa en volumen.

Asumiendo las incertidumbres indicadas, el volumen del Sistema del Guadalopec – Matarranya calculado a partir de la diferencia entre el mapa de isobatas de la base del sistema y la superficie del límite Oligoceno-Mioceno (sección 4.3.5) es de 2430 Km³. El volumen del Cenozoico pre-Mioceno calculado de la misma manera es de 2621 Km³. El volumen calculado entre el mapa de isobatas de la base del Cenozoico y la superficie topográfica actual es de 2003 Km³. Esta diferencia de 618 Km³ correspondería al volumen erosionado por la red fluvial del Ebro y sus afluentes.

El volumen sedimentado en las cubetas terciarias (Tabla 6.1) ha sido estimado en función de los datos aportados por González (1988):

Cubeta	Potencia m	Superficie Km ²	Volumen Km ³
Aguaviva	1625	200	162.5
Bordón	810	200	81
	1217.5	200	243.5

Tabla 6.1. Volumen del relleno sedimentario de las cubetas terciarias. Datos de potencia y superficie obtenidos de González (1989).

Los espesores que se indican en la tabla 6.1 corresponden a los máximos medidos por González (1988). Dadas las importantes variaciones de espesor del relleno de estas cubetas, y del hecho de que ocupan sinclinales, hemos considerado apropiado calcular el volumen aproximándolo al de un prisma de sección triangular, aplicando la fórmula:

$$V = \frac{\text{espesor} \cdot \text{superficie}}{2}$$

[10]

Por tanto, estimamos el volumen total del sistema sedimentario de la siguiente manera:

$$V = 2430 \text{ Km}^3 + 243.5 \text{ Km}^3 = 2673.50 \text{ Km}^3$$

Podemos estimar la tasa de aporte media de sedimento como la masa de sedimento dividida por el tiempo atribuido al Sistema del Guadalopec – Matarranya (véase sección 6.4). La masa de sedimento, a su vez, se ha determinado en función de la densidad y porosidad.

Para determinar la porosidad, hemos asumido que la fracción lutítica tendría una porosidad negligible, y que la porosidad de las areniscas tiene un valor del 13% (Buj y Gisbert, 2007). Para determinar el valor promedio de la porosidad, necesitamos estimar la parte del volumen correspondiente a las dos fracciones granulométricas indicadas. Según Cuevas *et al.* (2010), la fracción de areniscas oscila entre el 25% en las partes proximales al 5% en las distales. Tomando un valor medio del 15%, para la fracción gruesa, la porosidad promedio sería del 2%. Asumiendo una densidad de 2650 Kg/ m³, el valor la masa sedimentada será:

$$M_s = 2.9065 \cdot 10^{12} \text{ m}^3 \cdot 2650 \text{ Kg} \cdot \text{m}^3 \cdot (1 - 0.2) = 5.67 \cdot 10^{12} \text{ Tm}$$

El total de la masa sedimentada dividida por el tiempo de actividad del sistema nos da la tasa de aporte anual Q_s :

$$Q_s = \frac{5.67 \cdot 10^{12} \text{ Tm}}{6.429 \cdot 10^6 \text{ años}} = 8.82 \cdot 10^5 \frac{\text{Tm}}{\text{año}}$$

Asumiendo una densidad de 2650 Kg/m^3 , el valor de Q_s expresado en volumen es de $3.33 \cdot 10^5 \text{ m}^3/\text{año}$.

Las tasas de aporte de sedimento son difíciles de obtener en sistemas sedimentarios del registro fósil, ya que se basan en diferentes modelos de relación entre caudal y carga de sedimento. A su vez, las estimaciones de caudal en el registro fósil presentan importantes rangos de variación dependiendo de los datos disponibles y método de estimación empleado. La relación entre caudal y tasa de aporte de sedimento es problemática de determinar ya que depende de una relación compleja entre procesos físicos. de manera que estas estimaciones se basan en modelos semiempíricos. Ahora bien, aunque los resultados de modelos semiempíricos varíen como máximo dentro de un factor de 2 (Holbrook y Wanas, 2014), estudios experimentales muestran que la dispersión de los valores de tasa de transporte de sedimento en función de parámetros hidráulicos es de al menos un orden de magnitud (Vanoni 1975).

Por tanto, en el caso más favorable, una estimación de Q_s a partir de reconstrucciones paleohidráulicas podría variar dentro de un margen del 200% dependiendo del modelo aplicado, y este valor a su vez podría variar dentro de un margen del 1000% respecto del valor real. Este rango de variación sería excesivo para determinar una estimación que pudiera ser considerada válida o aceptable.

En el caso descrito en este estudio, la estimación de Q_s depende linealmente del tiempo y del volumen corregido por porosidad. Dado que el tiempo ha sido establecido con relativa precisión mediante magnetoestratigrafía, la variable sujeta a mayor incertidumbre es el volumen. Aun teniendo en cuenta las fuentes de incertidumbre en la estimación del volumen, éste no ha podido variar dentro de un margen del 200%, por lo cual consideramos que los valores de descarga total y unitaria obtenidos tendrían una precisión superior a los que se podrían haber obtenido mediante regresiones y modelos semiempíricos.

6.1.2. Estimación de la superficie del área fuente, tasa de denudación y descarga de sedimento unitaria.

El relieve de la Cadena Ibérica corresponde al formado durante la fase compresiva, de edad oligo-miocena, (González *et al.*, 1998; Guimerà y González, 1998; Guimerà, 2018; Nebot Miralles y Guimerà, 2018) más el levantamiento regional posterior, de edad pliocena-cuaternaria (Scotti *et al.* 2014). Según Guimerà y González (1998), dicho relieve ha sido poco modificado por la erosión posterior, de manera que la altura y forma general de la cadena se ha conservado en el paisaje actual, a excepción de las áreas afectadas por la distensión neógena, la cual no llegó a afectar la zona de estudio de forma significativa.

Tal como indican Guimerà y González (1998), al S de la Cubeta de Bordón aparece un escarpe erosivo excavado en el flanco N del anticlinal de Mirambell, y que da lugar al relieve de Muela de Monchén. Al S de este escarpe la serie del Cretácico superior está totalmente preservada. Dado que el Cretácico superior corresponde a la serie precompresiva mesozoica preservada más moderna, dichos autores consideran que el relieve al S de dichos escarpes no ha sido erosionado significativamente durante la fase compresiva y, por tanto, dichos escarpes constituirían el límite S de la cuenca de drenaje del sistema sedimentario sincompresivo. Por otra parte, dichos autores distinguen zonas de la Cadena Ibérica según la profundidad de la erosión sin y postorogénica: zonas donde se preserva el Cretácico superior en los sinclinales, con erosión limitada a los anticlinales, y zonas donde la erosión es más profunda. En la Cuenca del Maestrazgo, los niveles más altos preservados en los sinclinales corresponden al Aptiense, deduciéndose de ello una erosión en esta zona de 500 m como máximo (Guimerà y González, 1998).

Por tanto, podemos considerar los siguientes límites del área fuente:

- Al W quedaría delimitada de una manera imprecisa, aunque la preservación del Cretácico superior sugiere que su extensión en esa dirección sería relativamente restringida.
- Al S y SW quedaría limitada por los escarpes erosivos de la Muela de Monchén y correlativos.
- Al E y SE el límite es algo más impreciso, ya que no se identifican escarpes erosivos ni se preservan los materiales precompresivos a excepción de un retazo de materiales continentales del Paleoceno en la zona de Vallibana (Gual i Ortí y Forner i Valls, 2013). Este afloramiento puntual podría ser un indicio de una zona de límite de la cuenca de drenaje hacia el E.

Estas observaciones permiten imponer unas ciertas restricciones sobre la localización del área fuente, especialmente al S y W, pero no en cuanto a su extensión. No obstante, podemos hacer una estimación de esta extensión a partir del balance entre la masa sedimentada en la zona deposicional y la erosionada en el área fuente.

La estimación de la masa erosionada en el área fuente depende de tres factores: porosidad, densidad de la roca y volumen erosionado. A su vez, el volumen erosionado V depende de la extensión del área fuente A , tasa de denudación dr y tiempo que dura la compresión t :

$$V = A \cdot dr \cdot t \quad [11]$$

por tanto, la masa erosionada corresponde al volumen erosionado, multiplicado por la densidad corregida por porosidad:

$$Me = A dr t (1 - \phi) \rho \quad [12]$$

donde A es la superficie del área fuente, dr es la tasa de denudación, t es el tiempo que dura la compresión, Me es la masa erosionada, ϕ es la porosidad y ρ es la densidad (Fig. 6.3). Como hemos indicado al principio de este capítulo, asumiremos que la masa erosionada es igual a la masa sedimentada. Por tanto, podemos determinar el área A :

$$A = \frac{Me}{dr t (1 - \phi) \rho}$$

[13]

La porosidad de las formaciones del área fuente ha sido estimada a partir de los estudios de emplazamientos potenciales de almacenes de CO_2 (Campos *et al.* 2007; CIEMAT 2008). Los mayores valores de porosidad corresponden a las areniscas de la Formación Utrillas, con un valor medio del 21.2%. Las formaciones carbonáticas en general presentan valores bajos, en general del orden del 3%. Sólo puntualmente, algunas formaciones de dolomías brechoides del Jurásico y del Triásico presentan valores relativamente altos, entre el 9 y el 15%. En base a la potencia media de las series, hemos calculado un valor promedio de la porosidad del conjunto de formaciones del área fuente del 5.54%. Para la densidad hemos tomado un valor de 2650 Kg/m^3 .

En ausencia de determinaciones de la tasa de denudación basadas en análisis termocronológicos, podemos hacer una estimación basada en el relieve actual y la cinemática de las estructuras, asumiendo que la tasa de denudación dr compensa la tasa de elevación ur . Tomamos como valor de la desnivelación D causada por la compresión la diferencia de cotas del contacto entre el Cretácico superior e inferior medidas en sinclinales, la cual es de 950 m. Por tanto, la tasa de elevación ur vendría dada por:

$$ur = \frac{D}{t}$$

[14]

y tendría un valor de $0.15 \text{ mm} \cdot \text{a}^{-1}$.

Asumiendo que la $dr = ur$, el valor de la tasa de denudación sería de $0.15 \text{ mm} \cdot \text{a}^{-1}$.

La determinación de la masa sedimentada del apartado 6.1.1 nos da una condición de contorno para establecer la superficie del área fuente. Tenemos una estimación de la longitud del área fuente L_f , pero no de su superficie. La masa sedimentada Ms ha de equivaler a la masa erosionada Me , y ésta vendrá dada por el volumen Ve de roca erosionada de la superficie en el área fuente multiplicada por la tasa de denudación durante el tiempo que dura la compresión:

$$Ms = Me = Ve \cdot (1 - \phi) \rho$$

$$Ve = A \cdot t \cdot dr$$

$$Me = A \cdot t \cdot dr \cdot (1 - \phi) \rho$$

[15]

Ahora bien, la extensión del área fuente no se ha mantenido constante en el tiempo, debido al acortamiento del sistema de cabalgamientos de la Cadena Ibérica (Fig. 6.3). La distancia actual entre el frente N de la Zona de Enlace y los escarpes de la Muela de Monchén es de unos 60 Km; asumiendo que el acortamiento sería de unos 10 Km (Nebot Miralles, 2016; Nebot Miralles y Guimerà, 2018; Izquierdo-Llavall *et al.*, 2019), la longitud inicial sería de unos 70 Km. La tasa de acortamiento s sería de $10 \text{ Km} / 6.429 \text{ Ma} = 1.6 \text{ mm} \cdot \text{a}^{-1}$

Tomando un valor de tasa de acortamiento de $0.0016 \text{ m} \cdot \text{a}^{-1}$ y una tasa de denudación media de $0.15 \text{ mm} \cdot \text{a}^{-1}$, podemos calcular la anchura w ya que conocemos la masa de sedimento correspondiente a la denudación, y por tanto su volumen. La masa erosionada M_e es el producto del volumen erosionado V_e corregido por la porosidad ϕ y multiplicado por la densidad ρ :

$$M_e = V_e (1 - \phi)\rho$$

$$V_e = \frac{M_e}{(1 - \phi)\rho}$$

[16]

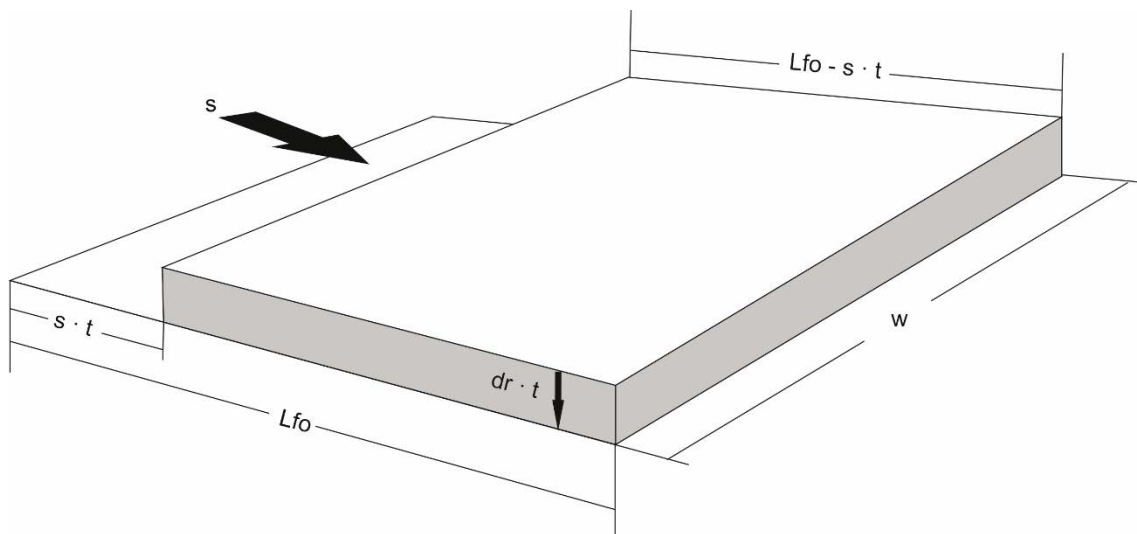


Fig. 6.3. Estimación del volumen erosionado por levantamiento en un bloque sometido a acortamiento. Este volumen corresponde al de un prisma de anchura w , y longitud inicial L_{fo} la cual se acorta a una tasa $s \text{ m} \cdot \text{a}^{-1}$ e incrementa su altura a una tasa $dr \text{ m} \cdot \text{a}^{-1}$ durante un intervalo de tiempo t .

Tomando un valor de tasa de acortamiento de $0.0016 \text{ m} \cdot \text{a}^{-1}$ y una tasa de denudación media de $0.15 \text{ mm} \cdot \text{a}^{-1}$, podemos calcular la anchura w ya que conocemos la masa de sedimento correspondiente a la denudación, y por tanto su volumen. La masa erosionada M_e es el producto del volumen erosionado V_e corregido por la porosidad ϕ y multiplicado por la densidad ρ :

$$Me = Ve (1 - \phi)\rho$$

$$Ve = \frac{Me}{(1 - \phi)\rho}$$

[16]

Podemos calcular Ve a partir de la masa sedimentada y la porosidad media de las rocas del área fuente aplicando la ecuación [16]:

$$Ve = \frac{(5.67 \cdot 10^{15} \text{ Kg})}{(1 - 0.054) \cdot 2650 \text{ Kg} \cdot \text{m}^3} = 2.397 \text{ Km}^3$$

Por otra parte, el volumen erosionado (Fig. 6.3) viene dado por:

$$Ve = w \cdot (L_f o - s \cdot t) \cdot (dr \cdot t)$$

[17]

$$Ve = dr \cdot L_f o \cdot t \cdot w - dr \cdot s \cdot w \cdot dr \cdot t^2$$

Despejando la anchura de la cuenca de drenaje w :

$$w = \frac{Ve}{dr \cdot L_f o \cdot t - dr \cdot s \cdot t^2}$$

[18]

De acuerdo con los datos calculados de longitud y anchura de la cuenca de drenaje del área fuente, ésta tendría el límite SW en los escarpes de Muela de Monchén, con una extensión S- N inicial de unos 70 Km, y una anchura E – W de unos 42 Km (Fig. 6.4). Dado que la erosión es menos profunda al E de las cubetas de Bordón y Aliaga (Guimerà y González, 1998), donde se preserva el Cretácico superior, el límite E se situaría hipotéticamente cerca del margen E de estas cubetas, y tendría una extensión de unos 49 Km hacia el W. De esta manera, el área fuente se extendería en su mayor parte por las áreas donde se ha producido una mayor erosión de las sucesiones mesozoicas (Guimerà y González, 1998). Este resultado vendría apoyado por las observaciones y reconocimientos previos de las áreas de la Zona de Enlace en las que se ha reconocido una mayor erosión de las sucesiones mesozoicas (Guimerà y González, 1998).

La tasa de aporte unitaria qs corresponde al volumen de sedimento aportado por unidad de anchura de la cuenca de drenaje y año. Dado que hemos estimado la tasa de aporte Qs en $4.52 \cdot 10^5 \text{ m}^3/\text{año}$ y la anchura de la cuenca de drenaje en 49 Km, el valor de qs sería:

$$qs = \frac{3.32 \cdot 10^5 \text{ m}^3 \cdot \text{año}^{-1}}{4.2 \cdot 10^4 \text{ m}} = 7.90 \text{ m}^2 \cdot \text{a}^{-1}$$

6. Análisis de la ruta sedimentaria.

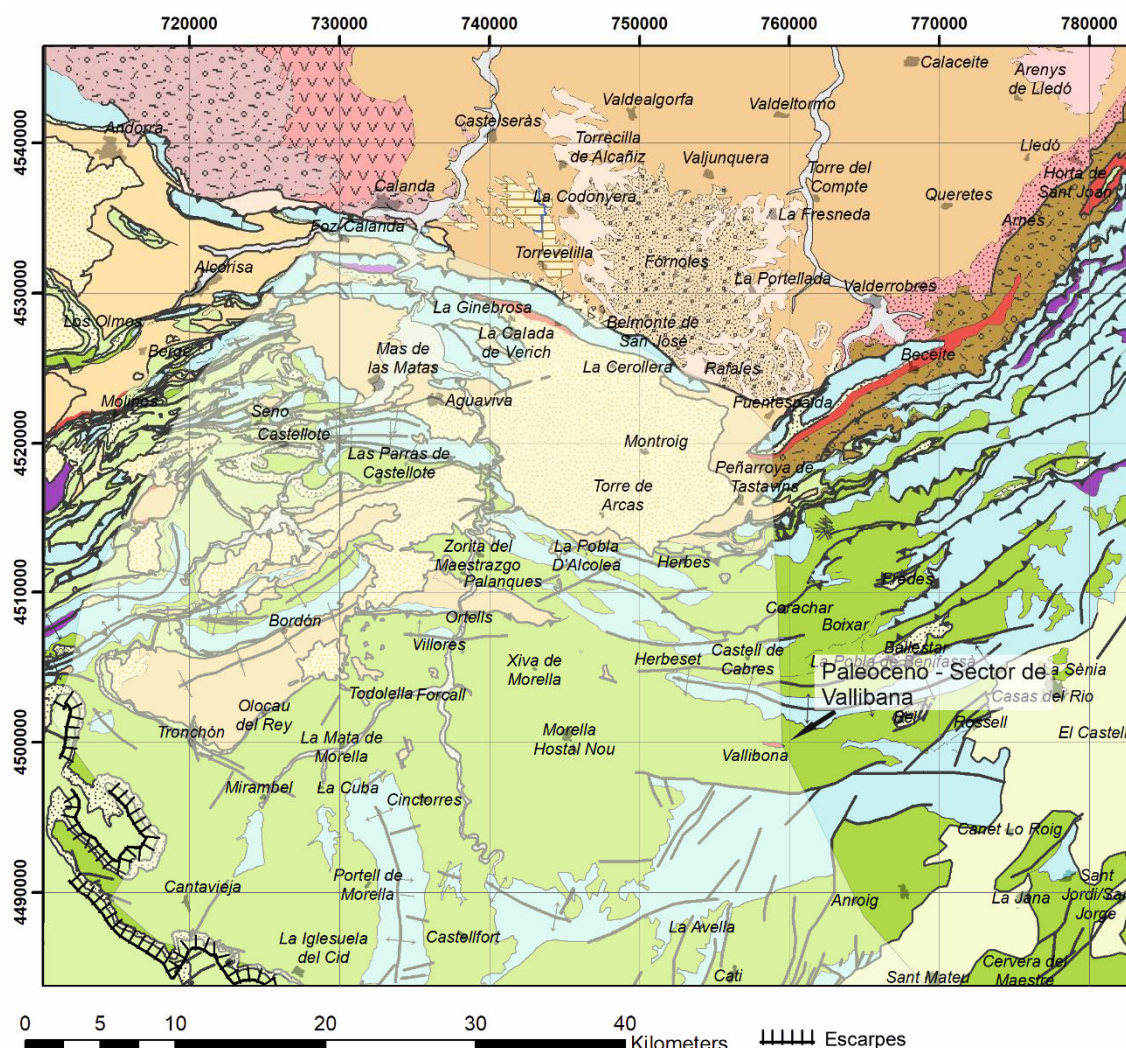


Fig. 6.4. Extensión estimada del área fuente (zona sombreada) superpuesta al mapa de unidades litoestratigráficas (consultar leyenda en la Fig.3.2, pág. 29). Notar la posición de los escarpes erosivos de Muela de Monchén y correlativos, la presencia de los materiales del Cretácico Superior al SE de dichos escarpes, y la posición del afloramiento de materiales del Paleoceno precompresivo del sector de Vallibana (Gual i Ortí y Forner i Valls, 2013), los cuales marcarían aproximadamente el límite E de la cuenca del área fuente. La superficie de esta estimación es de unos 2730 Km², equivalente a un polígono de 65 x 42 Km.

6.1.3. Estimación de la superficie del área fuente a partir de la curva regional.

Asumiendo que el área fuente de la Formación Caspe corresponde a la cuenca de drenaje del sistema fluvial, la estimación de la superficie del área fuente puede hacerse también a partir de la relación entre caudal y superficie de la cuenca de drenaje. Esta relación se ha establecido empíricamente (Leopold *et al.* 1964), si bien la precisión de este tipo de estimaciones es baja, dado que acostumbran a promediar datos obtenidos de cuencas en contextos hidrográficos, climáticos y geológicos muy diversos, lo cual lleva a diferencias entre observaciones y predicciones de varios órdenes de magnitud.

En este trabajo hemos preferido aplicar de manera alternativa el concepto de *curvas regionales de geometría hidráulica*, referidas también como *curvas regionales*, siguiendo la aproximación de Davidson y North, (2009). Dichas curvas relacionan caudal o dimensiones del canal con la superficie de la cuenca de drenaje para zonas de características climáticas y fisiográficas uniformes. De este modo, al incluir dichos factores, estas curvas ofrecen una menor dispersión entre observaciones y predicciones al incluir dichos factores. Las curvas hidráulicas regionales son funciones exponenciales de la forma

$$d = aA^b \quad [19]$$

o bien

$$Q = aA^b \quad [20]$$

Donde a y b son coeficientes empíricos adimensionales.

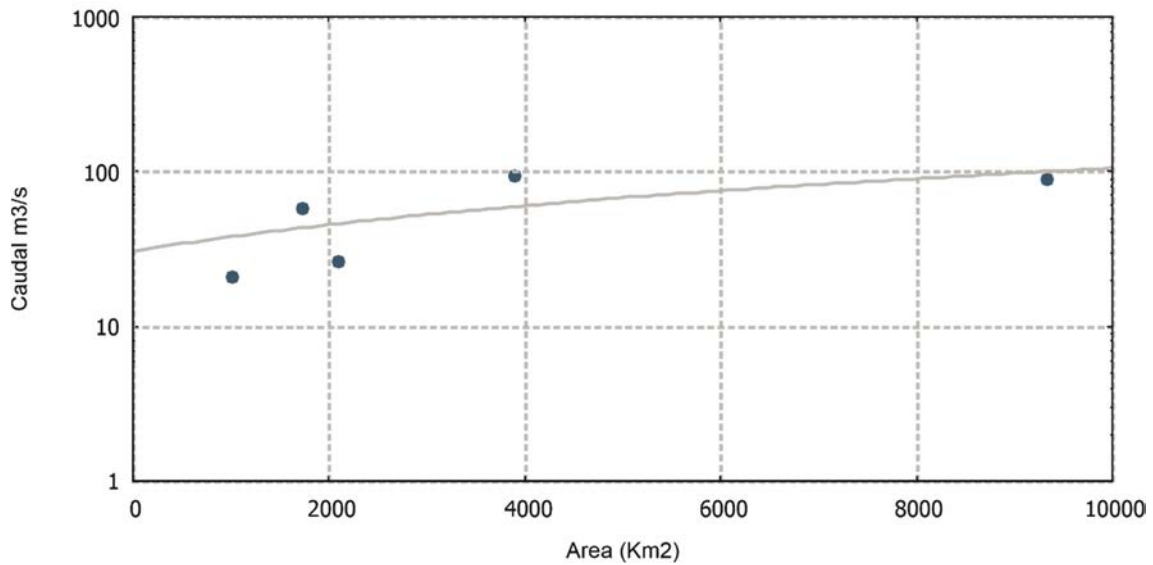
Davidson y North (2009) consideran que las curvas regionales más significativas son las que relacionan el área de drenaje con el caudal en *bankfull*, el cual se considera como el caudal que tiene capacidad de formación del canal, y que tiene períodos de retorno específicos para cada río, en función del régimen hídrico. En el caso que nos ocupa, aunque no se dispone de curvas regionales directamente aplicables, hemos reconstruido la curva regional (Gráf. 6.1) a partir de los datos publicados por el SAIH² para los ríos Martín, Guadalupe, Matarranya, Jalón y Huerva (Tabla 6.2), asumiendo como hipótesis de trabajo que la composición del área fuente fuera similar a la de las cuencas de drenaje de estos ríos y que el clima del Oligoceno – Mioceno inferior, fuera al menos en parte comparable con el actual en términos de balance hídrico. Según el Departamento de Agricultura de Estados Unidos³ los caudales que se consideran formativos son aquellos cuyo periodo de retorno va de 1,1 a 1,9 años. En nuestro caso, de acuerdo con los datos disponibles del SAIH, hemos tomado los caudales con un periodo de retorno de dos años.

	Superficie Km ²	Caudal 2 años retorno (m ³ /s)
Martín	2095	26
Guadalupe	3896	94
Matarranya	1738	57
Jalón	9338	90
Huerva	1020	21

Tabla 6.2. Relación de caudales y superficies de las cuencas de drenaje

² Sistema Automático de Información Hidrológica <http://www.saihebro.com/saihebro/index.php>

³ https://www.nrcs.usda.gov/wps/portal/nrcs/detail/national/water/?cid=nrcs143_015052



Gráf. 6.1. Curva regional correspondiente a la Tabla 6.2

La curva regional para el área de estudio (Gráf. 6.1) tiene la forma

$$Q = 0.0689A^{0,8247}$$

[21]

El coeficiente de regresión R^2 es 0.84.

Aplicando la ecuación [21], a los caudales calculados en el apartado de paleohidráulica, se obtienen las siguientes estimaciones de extensión de la cuenca de drenaje correspondiente al área fuente (Tabla 6.3):

	Qmin (m³/s)	Qmax (m³/s)	Amin (Km²)	Amax (Km²)
A	57,43	66,5	4.041	4.843
B	7,99	9,71	354	450
C	78,02	89,87	5.900	7.025
D	77,65	95,15	5.865	7.538
E	272,06	326,41	27.581	34.536
F	412,2	496,04	46.068	57.901
G	46,46	55,85	3.111	3.904

Tabla 6.3. Estimación de superficies de la cuenca de drenaje

E y F corresponden a paleocanales localizados cerca del área apical y 4 Km al NE de Alcañiz respectivamente.

Como puede verse, los valores máximos aquí calculados para el área fuente superan en un orden de magnitud el valor obtenido mediante el balance de volumen. Además, se ha de tener en cuenta que, asumiendo que el sistema fluvial era distributivo y, por tanto, los caudales disminuían en el sentido de la paleocorriente, idealmente las estimaciones de caudal tendrían que hacerse en localizaciones lo más cercanas posible a la zona apical del sistema. Dada la naturaleza de los afloramientos, las estimaciones fiables de geometría de los paleocanales sólo se han podido obtener en zonas relativamente alejadas de la zona apical, por lo cual, los valores obtenidos serían estimaciones mínimas.

Un dato que llama la atención es la fuerte discrepancia entre las extensiones de las cuencas de drenaje inferidas, y las áreas de drenaje de la red actual. Por ejemplo, la cuenca de drenaje del Guadalupe tiene 3896 Km², mientras que las áreas de drenaje calculadas para los mayores paleocanales medidos varían entre 34000 y 57000 Km². Dado que el relieve de la cordillera Ibérica durante el Oligoceno-Mioceno no fue significativamente diferente del actual (Guimerà y González, 1998; Guimerà, 2018), el área fuente no pudo haber sido un orden de magnitud superior al calculado por volumetría. De hecho, tal como hemos indicado en la sección 6.1.2, la superficie del área fuente calculada por balance de volumen es comparable a la superficie de la cuenca de drenaje del actual río Guadalupe.

Este hecho apuntaría a que la curva regional calculada a partir de los ríos seleccionados no sería aplicable a las condiciones del Oligoceno – Mioceno inferior, ya que dicha curva refleja implícitamente condiciones climáticas más modernas, dominantes durante el Plioceno y Cuaternario. Asumiendo, en una primera aproximación simplificada, la hipótesis de que las características litológicas del sustrato no son excesivamente diferentes, cabría suponer que el régimen climático del Oligoceno-Mioceno inferior habría sido de hecho diferente al actual y actuado como el principal factor inductor de las diferencias observadas en los valores considerados.

6.1.4. Relación entre descarga unitaria de sedimento y pluviosidad.

Analizando el papel que jugaría el clima, consideramos tres factores: el régimen hídrico, la paleotemperaturas y la pluviosidad. Respecto al régimen hídrico y las paleotemperaturas, nos remitimos a las asunciones formuladas a partir del análisis sedimentológico y del contenido paleontológico, y que permiten interpretar unas condiciones de régimen hídrico discontinuo dentro de unas condiciones de semiaridez y temperaturas relativamente más altas respecto a las actuales. El valor de la pluviosidad es más problemático de estimar ya que estamos considerando la pluviosidad en el área fuente, la cual no es necesariamente coincidente con la pluviosidad registrada en la zona deposicional del sistema.

La pluviosidad generalmente se estima a partir del análisis de paleofloras (ej: Eldrett *et al.*, 2009; Willard *et al.*, 2019; Tosal *et al.*, 2021). La ausencia de datos ajustados de las paleofloras del Oligoceno superior-Mioceno inferior en el sector considerado de la cuenca del Ebro y la cadena Ibérica, impide hacer inferencias sobre la pluviosidad en la región. Pero los datos obtenidos en las secciones previas de este capítulo nos permiten elaborar algunas consideraciones. No obstante, como veremos más adelante, el número de grados de libertad en que se basa esta estimación de pluviosidad, así como la incertidumbre en

algunas de las variables, nos impedirá realizar una estimación cuantitativa absoluta de la pluviosidad.

Según Densmore *et al.* (2007), la descarga unitaria de sedimento q_s se relaciona con la pendiente S , la pluviosidad α , la difusividad lineal del área fuente κ , el coeficiente ct y el exponente m . Los valores de ct y m típicamente son 10^{-6} y 2 respectivamente (Simpson y Schlunegger, 2003; Densmore *et al.*, 2007):

$$q_s = \kappa \cdot S_x + ct(\alpha \cdot x)^m \cdot S \quad [22]$$

La difusividad lineal κ se considera negligible (Densmore *et al.* 2007; Allen *et al.* 2013); por tanto la expresión anterior toma la forma:

$$q_s = ct(\alpha \cdot x)^m \cdot S$$

De la cual podemos despejar la pluviosidad α :

$$\alpha = \frac{\left(\frac{q_s}{ct \cdot S}\right)^{\frac{1}{m}}}{x} \quad [23]$$

En el exutorio de la cuenca de drenaje, x será igual a la longitud de la cuenca y S será igual a la pendiente en el exutorio.

La estimación de la pendiente en el exutorio es problemática, ya que depende de seis parámetros, cuatro de los cuales toman valores los cuales no podemos determinar a partir de los datos de que disponemos: la concavidad de la cuenca de drenaje Θ , el índice de erosionabilidad K y las constantes m y n . Los parámetros de los cuales podemos hacer una estimación razonable son la tasa de levantamiento y la longitud de la cuenca de drenaje. El valor de la pendiente S en el exutorio viene dado por la ecuación:

$$S = \left(\frac{u_r}{K}\right)^{\frac{1}{n}} \cdot L^{-\frac{\Theta}{h}} \quad [24]$$

Donde u_r es la tasa de levantamiento, la cual consideramos igual a la tasa de denudación d_r , (véase sección 6.1.2), L es la longitud de la cuenca de drenaje y Θ es la concavidad. El parámetro h es el exponente del área según la ley de Hack (Hack *et al.* 1957):

$$L \propto A^h$$

Donde h es un exponente determinado empíricamente y se estima generalmente en 0.5 (Hack *et al.* 1957). El parámetro n se asume generalmente como $\cong 1$.

Substituyendo el valor de S en la ecuación [23] por la ecuación [24] y simplificando, tenemos que:

$$\alpha = \frac{\left(\frac{q_s \cdot \left(\frac{u_r}{K} \right)^{-\frac{1}{n}} \cdot L^{\frac{\theta}{h}}}{ct} \right)^{\frac{1}{m}}}{L}$$

[25]

En resumen, la pluviosidad se relaciona con:

- tres parámetros determinados en este estudio (descarga unitaria q_s , tasa de levantamiento u_r y longitud de la cuenca de drenaje L),
- cuatro parámetros para los cuales se asumen unos valores estándar (h , n , m y ct),
- dos parámetros cuyo valor es desconocido (concavidad Θ y coeficiente de erosionabilidad K). Los valores más usuales de concavidad varían entre 0.4 y 0.6 (Allen *et al.* 2013), mientras que los valores de K oscilan tres órdenes de magnitud, entre $1 \cdot 10^{-4}$ y $2.8 \cdot 10^{-6}$ (Allen *et al.* 2013; Wang *et al.* 2017; Armitage *et al.* 2018).

Claramente, no podemos determinar un valor absoluto para la pluviosidad. En cambio, podemos estimar el valor relativo de la pluviosidad comparando modelos para los cuales se asumen iguales valores de erosionabilidad K y concavidad Θ , y tomando los valores estándar para los parámetros h , m , n y ct .

Allen *et al.* (2013) analizan y comparan los parámetros de varias rutas sedimentarias, entre las cuales incluyen la del grupo Antist (Mellere y Marzo, 1992). El grupo Antist es de edad Catiense, entre 24 y 27 Ma (Beamud *et al.* 2011), dentro del rango de edad de la Formación Caspe (sección 3.3.2) y se sitúa en la cuenca intramontañosa de La Pobla de Segur, a techo de la lámina cabalgante de Boixols, en la vertiente meridional pirenaica. Allen *et al.* (2013) asumen para este caso unos valores de concavidad de 0.5, erosionabilidad $K = 2.8 \cdot 10^{-6}$, los valores estándar para los parámetros h , ct , m y n , y una tasa de levantamiento variando entre 1 y $0.5 \text{ mm} \cdot \text{a}^{-1}$ (Beamud *et al.* 2011). A partir de estos parámetros determinan unos valores de pluviosidad entre 1500 y 2000 mm para un rango de tasas de descarga unitaria de sedimento entre 50 y $100 \text{ m}^2 \cdot \text{a}^{-1}$.

Aplicando la ecuación [25] a la ruta sedimentaria del Sistema del Guadalope – Matarranya, manteniendo iguales los valores de K , Θ , ct , m y n , para unos valores de $q_s = 7.90 \text{ m}^2 \cdot \text{a}^{-1}$, $u_r = 0.15 \text{ mm} \cdot \text{a}^{-1}$ u una longitud de la cuenca $L = 65 \text{ km}$, obtenemos una pluviosidad de aproximadamente 1600 mm.

En nuestra opinión, en atención a las consideraciones anteriormente formuladas, los valores de precipitación no pueden tomarse como valores absolutos. En todo caso, los valores de pluviosidad obtenidos a partir de modelos basados en la difusividad podrían utilizarse para establecer comparaciones. En el caso que nos ocupa, el valor estimado de la pluviosidad indicaría una cierta disimetría entre el margen ibérico y pirenaico, para edades parcialmente coincidentes, y asumiendo la hipótesis de que la erosionabilidad de los materiales y la concavidad de los perfiles eran equivalentes en ambos casos.

Estableciendo una cierta analogía, esta comparación es congruente con los valores de pluviosidad actuales (Cuadrat *et al.* 2007), los cuales son aproximadamente un 50% inferiores en el Sistema Ibérico respecto de la vertiente S del Pirineo.

De los resultados obtenidos no podemos concluir que la pluviosidad actual sea significativamente diferente de la que se dio durante el Oligoceno superior – Mioceno inferior. En todo caso, el rango de pluviosidades posibles se solaparía por la parte inferior con la del Pirineo, tal como se da en la actualidad.

Por otra parte, las discrepancias determinadas entre las extensiones de la cuenca de drenaje estimadas por balance de masa y por la curva regional apuntarían a una diferencia significativa en el régimen hídrico. En este sentido, los mayores caudales determinados para los paleocanales de la Formación Caspe indicarían una distribución de la precipitación más irregular que la actual y quizá su concentración en una estación lluviosa respecto de otra más seca, en un grado variable según el régimen climático que pudiera afectar la región en función de su paleolatitud y el régimen de circulación atmosférica regional-global instaurado en la zona occidental del Tethys y en la fachada atlántica NW de Iberia y del N del Pirineo (ver sección 7.3).

6.1.5. Transmisividad y preservación de las señales alogénicas.

Al principio de este capítulo hemos indicado que la dinámica propia de cada ruta sedimentaria afecta la manera en que las señales alogénicas se propagan y quedan reflejadas en el registro fósil. Esta modificación de la señal alogénica depende de dos factores: la relación entre el tiempo de equilibrio del sistema y la duración de la perturbación (Paola *et al.* 1992), y el “ruido” introducido por los procesos autogénicos (Romans *et al.*, 2016; Hajek y Straub, 2017; Trampush *et al.*, 2017; Straub *et al.*, 2020), el cual puede enmascarar o eliminar totalmente la señal alogénica.

Desde el punto de vista de la capacidad que tiene una ruta sedimentaria para transmitir y filtrar la señal alogénica, consideraremos dos escalas de tiempo: el tiempo de equilibrio del sistema (t_{eq}) y el tiempo de compensación (t_c).

El tiempo de equilibrio t_{eq} (Heller y Paola, 1992; Paola *et al.*, 1992) define el tiempo que requiere un sistema sedimentario para alcanzar el equilibrio una vez que se ha producido una perturbación de las condiciones alogénicas. En función de la relación entre t_{eq} y el tiempo que dura la perturbación (Fig. 6.5), los sistemas siliciclásticos pueden ser reactivos o atenuantes (Allen 2008; Romans *et al.* 2016). Un sistema sedimentario es reactivo si su t_{eq} es menor que el tiempo que dura la perturbación. Los depósitos de un sistema sedimentario reactivo registrarán fielmente las perturbaciones de las señales alogénicas. Por el contrario, un sistema es atenuante si su t_{eq} es mayor que el tiempo que dura la perturbación. Los depósitos de un sistema sedimentario atenuante no registrarán las perturbaciones de las señales alogénicas. Dado que las señales alogénicas se manifiestan en rangos de tiempo diferentes, un sistema sedimentario puede ser reactivo o atenuante respecto de diferentes tipos de señal.

El t_{eq} depende de la longitud L_s y la difusividad total de la ruta sedimentaria κ_s , según un modelo difusivo unidimensional (Paola *et al.* 1992):

$$t_{eq} = \frac{Ls^2}{\kappa_s}$$

[26]

Donde L_s es la longitud total de la ruta y κ_s es la difusividad total del conjunto de la ruta sedimentaria. En este caso, tomaremos L_s como la distancia media entre el extremo más distal de la cuenca de drenaje y el área deposicional en la cuenca del Ebro, de unos 65 Km. Esta ecuación es aplicable a sistemas en los que el transporte de sedimento está limitado por la capacidad de los ríos, y no por el máximo nivel de incisión alcanzable (Tofelde *et al.* 2021). Según Castellort y Van Den Driessche (2003),

$$\kappa_s = \frac{Q_s}{S \cdot 0.001 \cdot A^{0.5}}$$

[27]

Donde el valor de Q_s , determinado en 6.1.1, es de $4.52 \cdot 10^5 \text{ m}^3/\text{año}$, A es el área de la cuenca de drenaje, estimada en un valor máximo de 3185 Km^2 y la pendiente S es de 0.015.

Aplicando la ecuación [27], κ_s toma un valor de $4.23 \cdot 10^8 \text{ m}^2 \cdot \text{a}^{-1}$. Por tanto, según la ecuación [26]:

$$teq = \frac{65000^2 m}{4.97 \cdot 10^8 m^2 \cdot a^{-1}} = 8.49 a$$

El valor obtenido para t_{eq} no debe tomarse como un valor absoluto con significado físico, sino que únicamente indica que t_{eq} sería negligible a escala del tiempo geológico.

El tiempo de compensación t_c (Wang *et al.* 2011) es un lapso de tiempo por debajo del cual se considera que el control de la sedimentación es puramente autogénico. Complementariamente, por encima de este intervalo, se considera que el control de la sedimentación es alogénico.

En función de determinados parámetros del sistema, tales como la cohesividad de las partículas de sedimento que lo forman, régimen hídrico y vegetación principalmente (Hajek y Straub, 2017), la sedimentación tenderá a ser uniformemente espaciada o concentrada en determinadas áreas (Hajek y Straub, 2017), generando relieves autogénicos más o menos importantes. De esta manera, la superficie topográfica de un sistema siliciclástico tendrá una cierta rugosidad. El tiempo de compensación t_c es el tiempo que tarda el sistema deposicional en actuar sobre toda la superficie topográfica, equilibrando el relleno. Por debajo de este intervalo de tiempo, la sedimentación es aleatoria, puramente compensacional y controlada por procesos autogénicos, mientras que para intervalos de tiempo mayores que t_c , la estratigrafía de los depósitos manifestará los controles alogénicos (Wang *et al.*, 2011; Hajek y Straub, 2017; Trampush *et al.*, 2017).

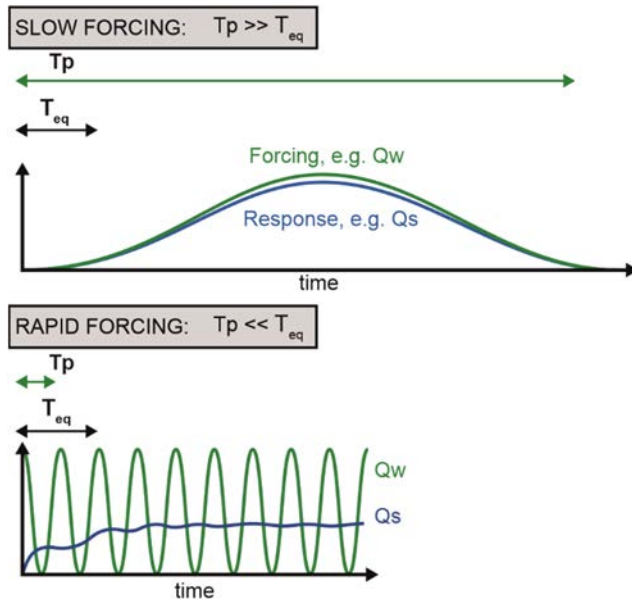


Fig. 6.5. Adaptado de Romans *et al.* (2016). T_p : tiempo que dura la perturbación; T_{eq} : tiempo de equilibrio. En este caso, la variación de la señal alogénica se expresa como una variación del caudal Q_w , y la respuesta del sistema se expresa en la variación de la descarga sedimentaria Q_s . Dependiendo de la relación entre T_{eq} y T_p , el sistema será reactivo o atenuante. En un sistema reactivo, las curvas de Q_s y Q_w estarán correlacionadas; en un sistema atenuante no habrá correlación entre Q_w y Q_s .

Según Wang *et al.* (2011), t_c se puede calcular en función de la rugosidad de la superficie topográfica y la tasa de sedimentación media del sistema sedimentario. La rugosidad se puede estimar en función del espesor máximo de los litosomas sedimentarios:

$$t_c = \frac{T}{S_R}$$

[28]

Donde T es el espesor máximo y S_R es la tasa de sedimentación media.

En nuestro caso, asumiendo que la rugosidad correspondería los relieves autogénicos resultantes de la evolución de los lóbulos deposicionales, y que asumimos que éstos pueden aproximarse al valor medio del espesor entre graderías (Gráf. 5.7, sección 5.5.2, pág. 157), tenemos que

$$t_c = \frac{10 \text{ m}}{19.78 \text{ cm} \cdot \text{ka}^{-1}} = 50.556 \text{ ka}$$

Por tanto, secuencias que involucren lapsos de tiempo de hasta un máximo de unos 50000 años obedecerían a controles predominantemente autogénicos.

En resumen, los valores determinados para t_{eq} y t_c por una parte nos indican que el sistema sería altamente reactivo, dado que, para un valor alto de la difusividad, tiene una longitud corta, mientras que por otra, la escala de tiempo de dominio de los procesos autogénicos es cuatro órdenes de magnitud superior. En el capítulo de discusión abordaremos esta aparente contradicción (sección 7.3.3).

IV. Discusión.

7. Discusión de los resultados: Estratigrafía, Sedimentología y contexto geodinámico.

7.1. Marco estratigráfico y estratigrafía de la Formación Caspe.

El análisis estratigráfico presentado nos ha permitido establecer con un mayor nivel de precisión los límites temporales de la Formación Caspe, si bien su estratigrafía continúa presentando algunas lagunas, debidas en parte a la erosión del registro más moderno.

La estratigrafía de las sucesiones de *ribbons* se ha podido establecer con un cierto grado de detalle al N de la estructura de Puig Moreno – Maella, allá donde las condiciones de afloramiento han permitido reconstruir la estructura (Fig. 4.32). No obstante, debido a que, tal como indicamos en la sección 4.7.4, los afloramientos de *ribbons* corresponden a una inversión de depósito, no de relieve, no se pueden individualizar propiamente redes fluviales (sección 5.7.4, Fig.5.39).

La edad de la Formación Caspe puede establecerse en base a los datos magnetoestratigráficos de la serie de Puig Moreno y la de Bot (Jones *et al.* 2004; Garcés *et al.* 2008), y que la acotan entre los crones C11n y C6Cn.1n, entre la parte superior del Rupeliense y la baja del Aquitaniense. Dado que no hay registro completo de los crones C6 ni C11, el lapso correspondiente a la Formación Caspe, de 6.429 Ma, es una estimación mínima, establecida entre los límites de los crones C6Cn.1r y C6Cn.1n por una parte, y el límite C10r y C11n por otra.

En un corte esquemático S – N entre la zona de Enlace y el margen pirenaico (Fig. 7.1) podemos encuadrar de una manera esquemática la relación estratigráfica de la Formación Caspe y, por extensión, del Sistema del Guadalopec – Matarranya con el resto de sistemas sedimentarios de los sectores central y N de la Cuenca del Ebro. En este corte (Fig. 7.1), debido a las condiciones de afloramiento y a la menor precisión en la datación de las partes proximales del Sistema del Guadalopec – Matarranya, hemos de situar en una posición estratigráfica aproximada (sección 3.1.3.1) los Conglomerados de Tastavins y las unidades marginales genéticamente relacionadas de las Lutitas de La Codonyera y La Portellada. También asumimos la transición entre los sistemas aluviales de procedencia Ibérica y Pirenaica en el intervalo correspondiente a las Lutitas de la Cuesta de Fraga, según Cabrera (1983). Por razones de simplificación, y a fin de resaltar dicho tránsito lateral, no hemos diferenciado esta última formación en la Fig. 7.1. Puesto que no se preservan las partes más altas de las unidades proximales del Sistema del Guadalopec – Matarranya, asumimos hipotéticamente que el intervalo equivalente a las Lutitas de la Cuesta de Fraga, próximo al límite Catiense - Aquitaniense correspondería a una hipotética retrogradación de los sistemas aluviales proximales, tal como indicamos en la Fig. 7.1. Esta hipótesis será expuesta en la sección 7.3.3, en la cual valoraremos la posible influencia de los diferentes controles alogénicos en la evolución del Sistema del Guadalopec – Matarranya.

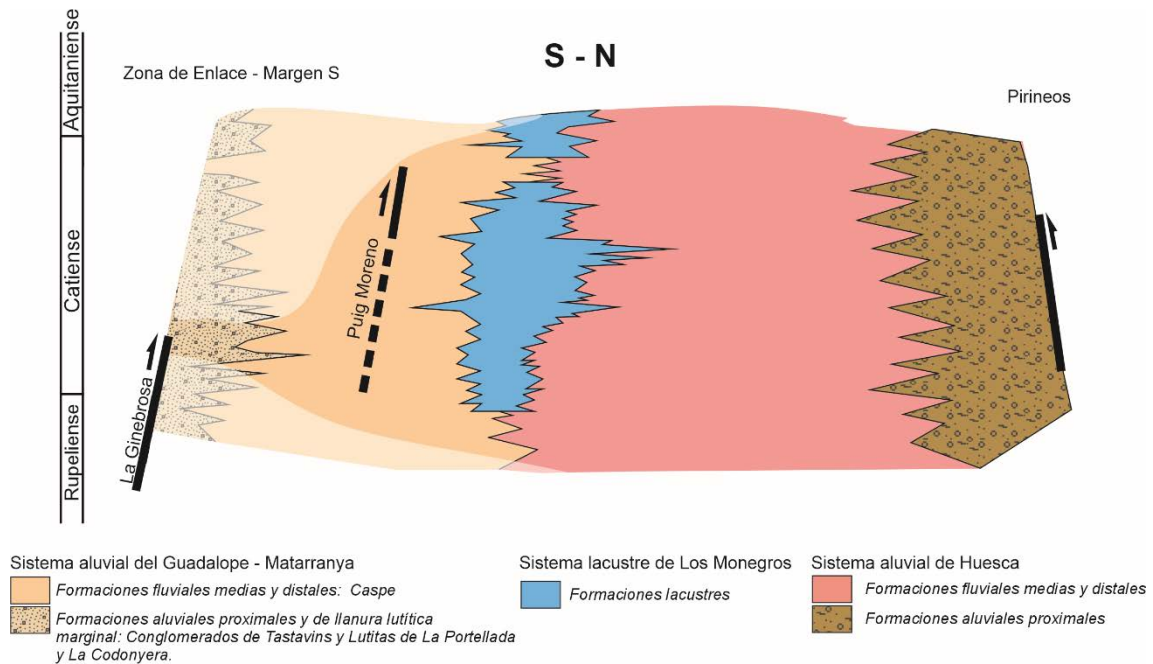


Fig. 7.1. Relaciones estratigráficas entre el Sistema del Guadalupe – Matarranya y los sistemas del centro y N de la zona oriental de la cuenca del Ebro. La zona de tránsito lateral entre los sistemas terrígenos de procedencia pirenaica y de la Zona de Enlace corresponde a la posición de las Lutitas de la Cuesta de Fraga, no representadas en esta figura a efectos de simplificación. Se indica el emplazamiento hipotético de las estructuras del margen S. Las partes no aflorantes se representan en colores difuminados. Los límites proximales del sistema fluvial pirenaico de Huesca se han basado en Luzón (2005) y Oliva-Urcia et al. (2019).

La falta de correlación física entre el registro estratigráfico cenozoico del sector SW del margen catalánide (Rupeliense - Catiense inferior) y la columna registrada en Puig Moreno (Catiense superior – Aquitaniense basal) deja un importante lapso de registro sin datación directa en la parte central del intervalo atribuido a la Formación Caspe cuya estratigrafía no se ha podido precisar mejor. La falta de datos magnetoestratigráficos de los Conglomerados de Tastavins nos obliga a establecer su cronología de una manera indirecta. En este sentido, la posición del yacimiento de *Eomys aff. major* (Cabrera, 1983), en el tránsito entre el miembro inferior (Ráfales) de los Conglomerados de Tastavins y la Formación Caspe, indicaría una edad coincidente, al menos en parte, con la biozona local de *Eomys major*, y, por tanto, los crones C9n y parte del C8r (Barberà et al., 2001).

El emplazamiento de la estructura de Puig Moreno, relacionada con el cabalgamiento Norte-Ibérico (Guimerà 2018), habría finalizado hacia el Cron C6Cn.1n, por encima del límite Catiense - Aquitaniense (Fig. 7.1). Este emplazamiento sería uno de los procesos finales o al menos de los más tardíos de la estructuración de la Cadena Ibérica en su extremo SE. En cualquier caso, sería posterior al emplazamiento del cabalgamiento de La Ginebrosa, ya que éste da lugar a una discordancia progresiva en los Conglomerados de Tastavins (González et al. 1994). De acuerdo con los datos señalados en el párrafo anterior, dicho cabalgamiento tendría una edad, al menos, correspondiente a los crones C9n y C8r, en el Rupeliense superior / Catiense inferior.

7.2. Los procesos sedimentarios: significado e implicaciones

La Fig. 7.2 recoge las características principales del modelo deposicional propuesto y de la arquitectura deposicional resultante a gran escala.

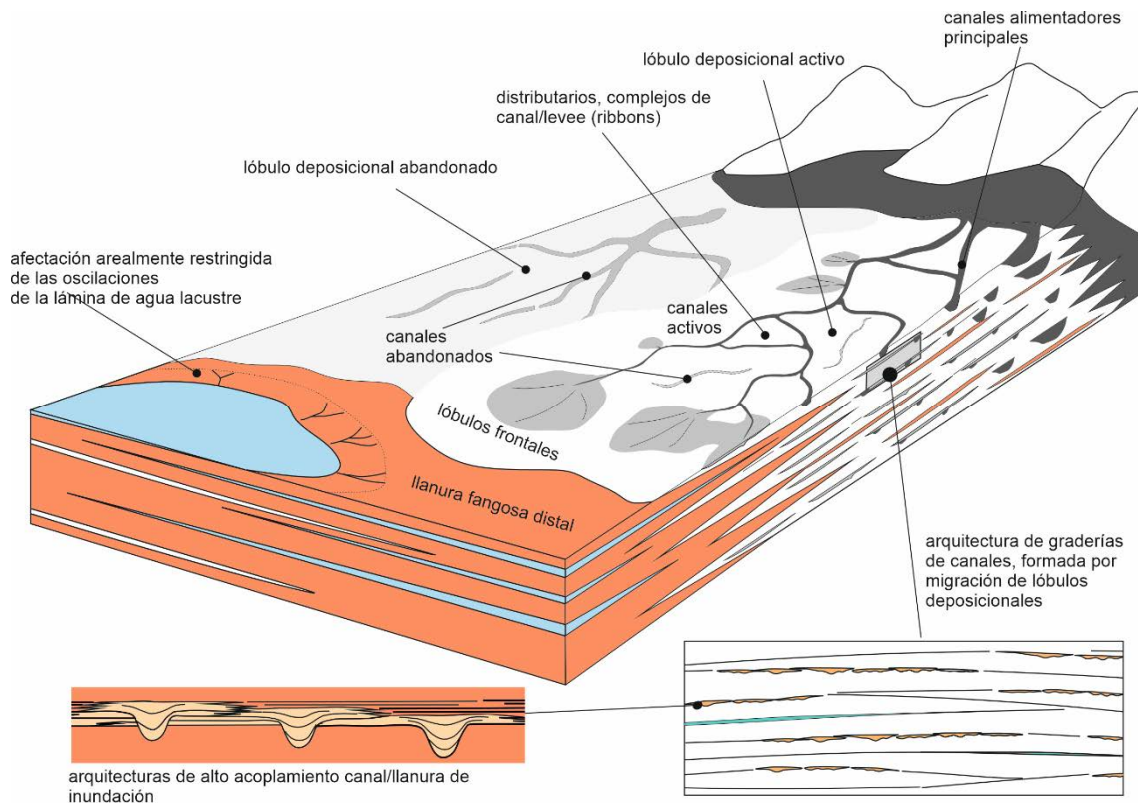


Fig. 7.2. Modelo deposicional

Las observaciones y medidas realizadas en los depósitos de canales, alas y llanuras de inundación lateralmente conectados indican la ausencia de clinofomas y la interdigitación de los materiales de las alas con materiales de llanura de inundación a lo largo de todo su espesor. Como consecuencia, las medidas presentadas en este trabajo demuestran que el espesor total de las alas no corresponde a la sobre elevación del canal activo respecto de la llanura de inundación circundante. Esta observación entra en contradicción con la relación inferida por Mohrig *et al.* (2000) entre paleopropfundidad y sobre elevación de los canales a partir de medidas realizadas en la Formación Caspe. Dichos autores determinaron que los canales que forman cinturones sobre elevados tienden a experimentar avulsión cuando la línea de *thalweg* del canal activo alcanza una elevación próxima a la de la llanura de inundación. Propusieron esta hipótesis a partir de la relación entre el espesor de las alas y la paleopropfundidad del canal, asumiendo que el espesor de las alas corresponde a la sobre elevación de la superficie libre del canal. Sin pretender invalidar totalmente esta hipótesis, según nuestras observaciones, el espesor de las alas no corresponde a la sobre elevación de los canales y, por tanto, las medidas hechas por Mohrig *et al.* (2000) en la Formación Caspe no permiten inferir dicha relación. Dichos autores utilizan otro conjunto de datos a partir de rellenos de paleocanal de la Formación Wasatch, el cual no podemos valorar. No obstante, cabe señalar que Brooke *et al.* (2022)

en un estudio a escala global sobre avulsiones actuales, no señalan la sobreelevación como causa principal, sino la colmatación de los canales junto con flujos erosivos, sobrecargados en sedimento. Nuestras observaciones en la Formación Caspe no invalidan la hipótesis presentada por dichos autores en otros registros fluviales, ya que hay ejemplos actuales de procesos de avulsión inducidos por sobreelevación de cinturones de canales (Smith et al., 1989; Slingerland y Smith, 2004). En todo caso, aquí se cuestiona la relación cuantitativa inferida a partir de los datos de la Formación Caspe, y se considera que esta formación no es un ejemplo apropiado de depósitos antiguos de cinturones de canales sobreelevados.

En el Sistema del Guadalupe – Matarranya el proceso que inestabilizaría los canales sería la colmatación, más que la sobreelevación (ej: Assine, 2005; Makaske *et al.*, 2009), ya que tal como hemos visto, ésta es de poca magnitud en relación con la profundidad del canal. En nuestra opinión, a partir de los datos presentados en la sección 5.4, difícilmente se llegaría a sobreelevar la línea de *thalweg* de los canales respecto de la llanura de inundación. Las secuencias de relleno de canal, formadas íntegramente por areniscas, con poca variación granulométrica vertical, no corresponderían a secuencias de abandono gradual lento, tal como interpretan Mohrig *et al.* (2000), sino que podrían corresponder a una colmatación relativamente rápida, inducida por la migración de barras durante eventos de crecida en canales que permanecerían secos durante lapsos prolongados. El caso de colmatación parcial y acuñamiento del relleno arenoso corriente abajo descrito en la sección 5.5.1.1 podría ilustrar este funcionamiento de canales que quedarían abandonados después de algunos eventos de migración de barras.

Como ya hemos indicado, algunos autores (Imran *et al.*, 1998; Peakall *et al.*, 2000; Jobe *et al.*, 2016, 2020) consideran que el proceso que genera las principales diferencias morfológicas y cinemáticas entre los canales turbidíticos submarinos y los canales fluviales es el grado de acoplamiento entre la sedimentación en el canal y en las áreas circundantes, mucho más alto en los primeros que en los segundos. Según Jobe *et al.* (2016, 2020), el alto grado de acoplamiento entre la sedimentación en los complejos de canal-*levee* y en la llanura de inundación en canales submarinos se debe al frecuente desbordamiento de las corrientes turbidíticas, separación de flujo en las curvas convexas de los meandros y procesos hemipelágicos. En último término, el efecto del desbordamiento frecuente y separación de flujo estarían amplificados por la menor diferencia de densidad entre los flujos turbidíticos y el agua marina, en contraposición a la alta diferencia de flujo entre agua y aire en los canales fluviales. Como hemos interpretado para los canales de la Formación Caspe, el alto grado de acoplamiento se produciría por una alta frecuencia de desbordamientos en canales adyacentes, manteniendo una agradación continua entre *levees* de pequeño relieve, canales y llanuras de inundación. De hecho, la continuidad observada entre rellenos de canal y los materiales de las alas indica la sedimentación simultánea en canales y *levees* por desbordamiento, y sin retrabajamiento en fases de aguas bajas. Es decir, aunque los procesos sedimentarios son obviamente diferentes en canales submarinos y fluviales, en el caso expuesto en esta memoria se da una equifinalidad respecto a las arquitecturas deposicionales generadas. Dicho acoplamiento resultaría de la actividad simultánea o cuasi-simultánea de canales activos adyacentes, formando redes anastomosadas o distributivas a pequeña escala.

El proceso de dispersión de sedimento a gran escala en el Sistema del Guadalupe-Matarranya sería la compensación de lóbulos deposicionales. En el caso descrito en esta memoria, los lóbulos deposicionales estarían formados por redes agradantes de canales fluviales que pasarían distalmente a depósitos de lóbulo frontal, tanto subaéreos como lacustres someros, por pérdida progresiva de la incisión causada a su vez por pérdidas de transmisión.

El concepto de *ribbon* y su interpretación es central en todo el análisis planteado. Es un tipo arquitectural frecuente en determinados ambientes sedimentarios (Tabla 7.1), generalmente asociado a altas tasas de sedimentación y de agradación (Gibling 2006; Huerta *et al.* 2011; Valero *et al.* 2017), a menudo en contextos geodinámicos de cuenca de antepaís y en sistemas sedimentarios de partes medias y distales de sistemas fluviales distributivos (Hartley *et al.* 2010; Davidson *et al.* 2013; Weissmann *et al.* 2015). El tipo fluvial asociado a los *ribbons* generalmente es el de canales anastomosados (Makaske 2001; Cuevas *et al.* 2010; Makaske *et al.* 2017; Valero *et al.* 2017). En todos los ejemplos del registro fósil se asume que los *ribbons* corresponden fundamentalmente al relleno de canales de baja sinuosidad, márgenes estables y fuertemente incididos, sea el relleno multiepisódico (caso más frecuente) o monoepisódico (Tabla 7.1).

En cambio, el análisis arquitectural presentado en este trabajo permite inferir que a) la geometría *ribbon* puede corresponder también a litosomas no marcadamente incididos, sino a la superposición de rellenos de canal que agradan sincrónicamente con los materiales de llanura de inundación, b) los litosomas cuya geometría en sección transversal a la paleocorriente muestran la geometría de *ribbon* pueden corresponder a la superposición de rellenos de canal cuyo trazado en planta es sólo parcialmente coincidente y que, por tanto, pertenecen a cinturones de canales agradantes, y c) la geometría de tipo *ribbon* no necesariamente implica alta tasa de sedimentación, sino acoplamiento de la sedimentación en canales y llanuras de inundación. Las dos primeras características de los *ribbons* de la Formación Caspe tienen unas ciertas implicaciones sobre las propiedades de reservorio.

Por una parte, debido a que cada *ribbon* en general no corresponde a la evolución de un único canal, sino que es el producto de una superposición de canales pertenecientes a redes diferentes, la tendencia a la disminución de la entidad de los canales predicha por los modelos de sistemas fluviales distributivos (Nichols y Fisher, 2007; Hartley *et al.*, 2010; Davidson *et al.*, 2013) no tendría una correlación tan marcada en la entidad de los litosomas de relleno de canal resultantes debido al efecto de las reocupaciones.

Por otra, tal como señalan Cuevas *et al.* (2010), la conectividad entre litosomas de relleno de canal es mayor que la que cabría esperar del análisis de secciones verticales, en las que los *ribbons* se presentan como litosomas desconectados. *Ribbons* que se sitúan en niveles estratigráficos próximos, aunque en sección vertical pueden aparecer desconectados, pueden quedar conectados horizontalmente entre sí, mediante divergencias y convergencias de *storeys* individuales que pueden unirse a y separarse de *ribbons* diferentes. De todo ello resulta una conectividad mayor que la que cabría esperar a partir del análisis de secciones verticales y, por tanto, unas propiedades de reservorio diferentes a las atribuidas generalmente a este tipo de formaciones.

Puesto que las formaciones de *ribbons* en contextos geodinámicos comparables al de la Formación Caspe no son infrecuentes en el registro fósil (Tabla 7.1), cabe considerar hasta qué punto el caso presentado en este estudio es excepcional, producto de unas condiciones específicas, o si, por el contrario, es una situación común en contextos similares. En cualquier caso, el análisis detallado de las relaciones arquitecturales entre los rellenos de canal y los sedimentos de desbordamiento y llanura de inundación es fundamental para distinguir entre depósitos aluviales de cursos avulsivos, dominados por procesos de avulsión por sobreelevación, o depósitos de redes de canales que agradan en sincronía con las llanuras de inundación. Las implicaciones de uno u otro modelo sobre la arquitectura deposicional y las propiedades de reservorio, con mayor conectividad de la que cabría esperar a partir del análisis basado en secciones verticales, son profundas y significativas.

7.3. La relación de los procesos sedimentarios con el contexto geodinámico.

7.3.1. *Procesos sedimentarios y contexto paleogeográfico - paleoclimático.*

El Oligoceno fue una época marcada por cambios climáticos notables y rápidos, cambios paleogeográficos en zonas clave del hemisferio sur (apertura de los estrechos de Tasmania y Magallanes) y oscilaciones del volumen de hielo en la Antártida que llevaron asociados cambios eustáticos (Zachos *et al.* 2001). Una de las posibles cuestiones a plantear es cómo afectaron estos cambios globales la zona de Iberia y su entorno oceánico atlántico y del Tethys. En el margen continental bético los estudios sistemáticos y paleoambientales de las asociaciones de foraminíferos registran el cambio faunístico asociado al tránsito Eoceno/Oligoceno y al evento glacial Oi1. Otros eventos relacionables con cambios eustáticos y climáticos (incremento de temperatura durante el Oligoceno superior) han sido también registrados en ese margen (Alegret *et al.* 2008). Sin embargo, la trasposición directa de estos datos paleoclimáticos globales o regionales reconocidos en el ámbito oceánico a los medios continentales no es inmediata. De ahí que sea preciso analizar el entorno paleogeográfico-paleoclimático de Iberia desde otra perspectiva.

Las reconstrucciones palinspásticas de la posición de Iberia durante el lapso correspondiente al Sistema del Guadalupe – Matarranya indican una latitud más baja que la actual, si bien hay diferencias notables entre distintas reconstrucciones (Fig. 7.3). Dependiendo del marco de referencia empleado para su elaboración, sea basado en *hotspots* volcánicos (Baatsen *et al.* 2016; Poblete *et al.* 2021) o bien en el registro paleomagnético (van Hinsbergen *et al.* 2015), hay una discrepancia en la paleolatitud de hasta 6° (Hutchinson *et al.* 2021).

Discusión

Formación	Edad	Contexto tectónico	Ambiente sedimentario		Paleoclima, régimen hídrico	Anchura/espesor	Estructura	Referencia
Esplugafreda	Paleoceno	Antepaís	Abanico proximal	aluvial	Semiárido, efímero	1-5	<i>Multistorey</i>	(Dreyer 1993)
Castissent	Eoceno	Antepaís	Llanura superior	deltaica	Subhúmedo estacional	20-50	<i>Multistorey</i>	(Marzo, Nijman, y Puigdefàbregas, 1988)
Csehhány	Santonense	<i>Pull-apart</i>	Fluviolacustre, anastomosado		Húmedo-subhúmedo	15	Single-story	(Botfalvai <i>et al.</i> 2016)
Alparrache	Paleógeno	Antepaís	Ríos anastomosados en llanura distal		Semiárido	3-15	<i>Multistorey</i>	(Valero <i>et al.</i> 2017)
Toro Negro	Neógeno	Antepaís	<i>Playa-lake</i> endorreico		Semiárido, efímero	<15	<i>Multistorey</i>	(Ciccioli <i>et al.</i> 2018)
Montsant	Oligoceno	Antepaís	Abanico fluvial		Semiárido	5.4	<i>Multistorey</i>	(González-Bonorino <i>et al.</i> 2010)
Dakota	Cretácico	Antepaís	Ríos anastomosados en turberas		Húmedo	<15		(Kirschbaum y McCabe, 1992)
Salt Wash	Jurásico superior		Canales fluviales de baja sinuosidad		Semiárido a subhúmedo	6-20	<i>Multistorey</i>	(Jones y Gustason, 2006)
Willwood	Paleógeno	Antepaís	Canales de <i>crevasse</i> en cinturones de avulsión		Subtropical estacional	10	<i>Multistorey</i>	(Kraus y Davies-Vollum, 2004)
Salt Wash	Jurásico superior		Abanico fluvial		Semiárido estacional		Single-story	(Owen <i>et al.</i> 2017)
Bajo Barreal	Cretácico superior	<i>Rift</i>	Ríos anastomosados		Cálido húmedo a semiárido estacional	24.4	Single-story	(Paredes <i>et al.</i> 2018)
Cerro Barcino	Cretácico	<i>Rift</i>	Fluvial		Estacional	5	<i>Multistorey</i>	(Foix <i>et al.</i> 2012)
Organ Rock	Pérmico	Antepaís	Abanico fluvial medio		Semiárido	5		(Cain y Mountney, 2009)
St. Mary River	Campaniense-Mastrichtense	Antepaís	Ríos anastomosados		Estacional	8-30	<i>Multistorey</i>	(Nadon 1994)
Wasatch	Eoceno	Antepaís					<i>Multistorey</i>	(Mohrig <i>et al.</i> 2000)

Tabla 7.1. Resumen de características de formaciones aluviales dominadas por ribbon sandstones

La determinación de la posición del paleopolo magnético según Barberà *et al.* (1996) y Barberà, (1999) indica una paleolatitud del SE de la cuenca del Ebro de 27.7° en el límite Eoceno-Oligoceno y de 30.6° en el límite Oligoceno-Mioceno. Pero estos valores parecen claramente afectados por una atenuación (*shallowing*, ver Garcés *et al.*, 1996) de los valores de la paleoinclinación magnética en el registro sedimentario, lo que implica que el cálculo de la paleolatitud a partir de ellos da resultados sensiblemente bajos. Con todo, este valor de la paleolatitud, referida al marco de referencia paleomagnético, indicaría una posición más cercana que la actual al cinturón tropical de altas presiones (Fig. 7.3), caracterizado por el dominio de climas cálidos áridos a semiáridos.

Adicionalmente al efecto de la paleolatitud, posiblemente algo más baja durante el Oligoceno, hemos de tener en cuenta que las temperaturas durante esta época, a pesar de experimentar oscilaciones, fueron globalmente en promedio entre 4° y 6° más altas que las actuales (Hansen *et al.*, 2013), Fig. 7.4. Esta diferencia de temperatura global media respecto de la actual, combinada con una nula o todavía débil glaciación en el hemisferio norte (Alegret *et al.* 2008; Spray *et al.* 2019) tendría como efecto una posición latitudinal del frente polar más alta que la actual (Frauenfeld, 2003; Archer y Caldeira, 2008), con el consiguiente desplazamiento del cinturón subtropical de altas presiones en la misma dirección. En cualquier caso, este efecto apuntaría también a una posición más próxima de Iberia al cinturón subtropical de climas cálidos áridos a semiáridos, independientemente de la incertidumbre en su posición paleolatitudinal.

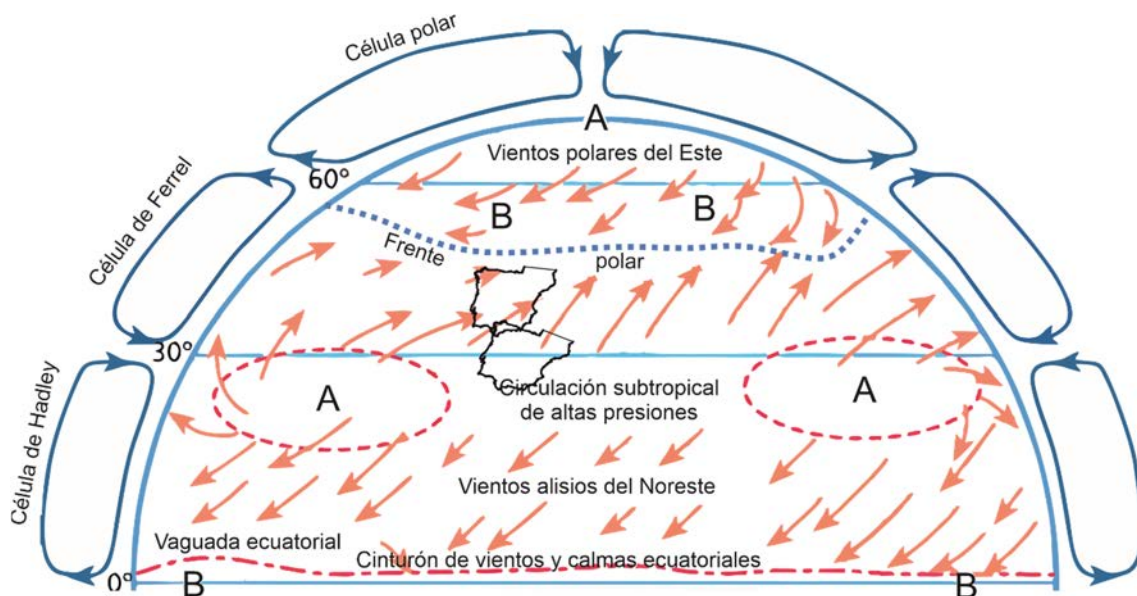


Fig. 7.3. Esquema de circulación global en la actualidad. Se incluye el rango aproximado de posiciones posibles de Iberia desde la actualidad hasta el Rupeliense, de acuerdo con las diferentes reconstrucciones paleomagnéticas. Notar que la posición tanto del frente polar como de los límites entre células de circulación pudo estar desplazado hacia latitudes más altas durante el Oligoceno, en correspondencia con temperaturas medias globales más altas que las actuales (Hansen *et al.* 2013), de acuerdo con el efecto descrito por Frauenfeld (2003) y Archer y Caldeira (2008).

En favor de una posición de Iberia incluida en un dominio climático cálido que oscilaba desde condiciones áridas-semiáridas a subhúmedas-húmedas cabe recordar el frecuente y

amplio desarrollo de sistemas lacustres evaporíticos y de trazas de evaporitas en la cuenca del Ebro desde el Eoceno y hasta el Mioceno, si bien el efecto de reciclado de las evaporitas triásicas del Keuper desde los orógenos circundantes podría haber facilitado en parte esta ubicuidad (Birnbbaum y Coleman, 1979; Utrilla *et al.*, 1992).

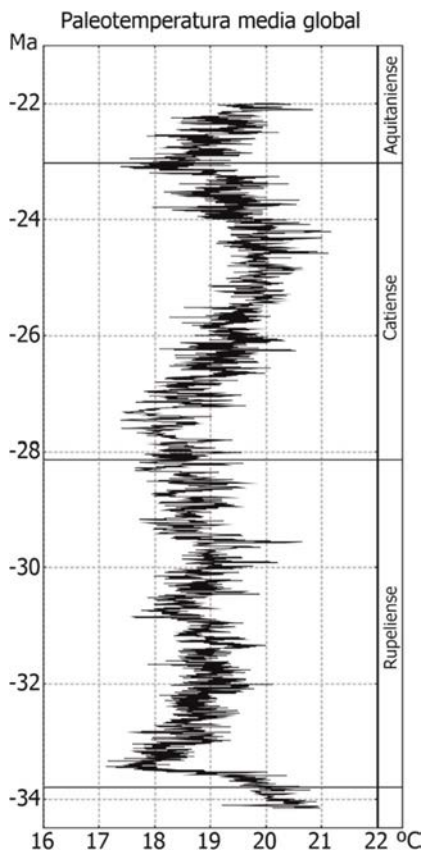


Fig. 7.4. Paleotemperatura media global en superficie durante el Oligoceno, según datos de Hansen *et al.* (2013). La temperatura global media actual es de 14.4°C según los mismos autores. Esta gráfica indica unas paleotemperaturas medias de unos 4°C superiores a las actuales durante el Rupeliense y un incremento de hasta unos 6 °C durante la mayor parte del Catiense, seguido de un descenso, con un enfriamiento brusco en la transición entre el Oligoceno y el Mioceno.

Estas observaciones y consideraciones respecto al contexto de circulación atmosférica y paleoclimático son congruentes con los registros paleobiológicos disponibles, fundamentalmente asociaciones de palinomorfos y/o de macrorestos vegetales e icnitas. Estos datos confirman que durante el Oligoceno las temperaturas en Iberia fueron más cálidas que las actuales, así como la ausencia de una estacionalidad térmica acusada. En la región persistieron taxones paratropicales que se integraban en asociaciones de pluvisilvas tropicales/subtropicales, manglares y laurisilvas en zonas pantanosas, aunque también se evidencia la presencia de comunidades de leguminosas y otros elementos esclerófilos indicadores de condiciones de semiaridez y aridez en algunas regiones y durante algunos episodios (Barrón y Santos, 1988; Cavagnetto, 2002; Barrón y Peyrot, 2006; Barrón *et al.*, 2010; Tosal y Martin-Closas, 2016; Tosal *et al.*, 2019; Casas Gallego, 2017; Casas Gallego y Barrón, 2020). Estos datos indican que los valores del balance hídrico variaron temporal y sectorialmente oscilando entre condiciones húmedas y semiáridas/áridas.

Factores como el grado de continentalidad, la altitud, el efecto de sombra orográfica ejercido por las cadenas orogénicas sobre las cuencas vecinas (como en la cuenca del

Ebro) y la evolución de las redes de drenaje que aportaban agua, modificaron los rasgos climáticos iniciales resultantes de la posición latitudinal de Iberia y de la influencia de la circulación atmosférica global. Ello causó cierta diversidad climática regional-zonal. En la cuenca del Ebro, durante el Oligoceno y al menos parte del Mioceno, esta diversidad regional-sectorial se habría concretado en una cierta asimetría en el balance hídrico, con valores más positivos en la cadena pirenaica respecto a la cadena ibérica. Esta asimetría ha sido señalada por diversas contribuciones desde el campo de la paleoedafología (Hamer *et al.* 2007) y la sedimentología y geoquímica sedimentaria (Arenas y Pardo, 1999).

Los datos sedimentológicos en cuencas oligocenas del NW de la Península (Sáez y Cabrera, 2002) apuntan a la alternancia cíclica de períodos relativamente más húmedos con otros con una acusada estación seca que podrían dar lugar a episodios de mayor aridez. El alto grado de correlación entre el registro magnetoestratigráfico del Oligoceno y Mioceno inferior del sector sur-oriental de la cuenca del Ebro con la escala temporal de polaridad geomagnética, proporciona una cronología altamente consistente y de alta resolución del relleno de la cuenca (Valero *et al.*, 2014). Este hecho ha permitido el análisis cicloestratigráfico de las secuencias lacustres coetáneas de la Formación Caspe. Este análisis muestra que la ciclicidad a escala métrica a decamétrica existente, representada por secuencias de calizas y lutitas lacustres, se corresponde con algunas periodicidades orbitales (Barberà *et al.* 1996; Luzón *et al.* 2002; Valero *et al.* 2014; Valero 2015). Todo ello, junto las características sedimentológicas mencionadas, sugiere que las condiciones climáticas en la zona de estudio (mayormente el balance precipitación/evapotranspiración), pudieron variar cíclica y periódicamente desde semiáridas a subhúmedas-húmedas.

La distribución de masas de tierra emergida durante el Oligoceno (Fig. 7.5), junto con los relieves de los Pirineos, Sistema Ibérico y los Catalánides, probablemente causaban un efecto de sombra orográfica tal como sucede en la actualidad. El relieve de los Pirineos durante el Oligoceno probablemente fue similar al actual (Beamud *et al.* 2011; Curry *et al.* 2019), si bien algunos autores consideran que, al menos en la parte central del Pirineo axial, dicho relieve habría sido notablemente inferior (Calvet *et al.* 2021). Asimismo, el relieve del Sistema Ibérico también habría sido similar al actual (Guimerà y González, 1998; Guimerà, 2018), mientras que el relieve de los Catalánides durante el Oligoceno habría sido superior, de unos 1200 – 1900 m en el Rupeliense (Gaspar-Escribano *et al.* 2004).

Este contexto de temperaturas globales más altas, junto con una posición de la zona de estudio cerca del cinturón subtropical y en una cuenca endorreica separada de masas oceánicas más cercanas por relieves importantes (Fig. 7.5), es congruente con los resultados e interpretaciones obtenidos respecto de los procesos sedimentarios, en especial con el régimen hídrico altamente discontinuo, como ya hemos aludido. Los paleocaudales máximos determinados, cercanos a los 500 m³/s, netamente superiores a los medidos en la actualidad, junto con las evidencias de mayor aridez y temperaturas medias más altas que las actuales, apuntan a una alta torrencialidad de los cursos fluviales. Asimismo, la estimación de la pluviosidad basada en la ecuación [24] (sección 6.1.4,

Tabla 7.2), si bien no puede aplicarse a la determinación de valores absolutos, apunta a una disimetría en el régimen pluviométrico entre los márgenes pirenaico e ibérico análoga a la actual.

7.3.2. *Dinámica de la ruta sedimentaria y contexto estructural.*

Respecto del contexto paleotectónico, los estudios termocronológicos y magnetoestratigráficos indican que durante el Oligoceno se produjo el máximo acortamiento entre las placas ibérica-africana y europea, resultando en las máximas tasas de elevación y exhumación en el Pirineo (Fitzgerald *et al.* 1999; Beamud *et al.* 2011; Whitchurch *et al.* 2011; Garcés *et al.* 2020a). Respecto del orógeno ibérico, la falta de este tipo de estudios nos ha obligado a hacer la estimación de tasas de exhumación de una manera más hipotética (sección 6.1.1). No obstante, el menor acortamiento total del Sistema Ibérico junto con el carácter intraplaca de este orógeno (Guimerà, 1988, 2018) apuntan a unos valores netamente inferiores de las tasas de exhumación/denudación, en un contexto general de actividad orogénica más atenuada en comparación con el margen surpirenaico.

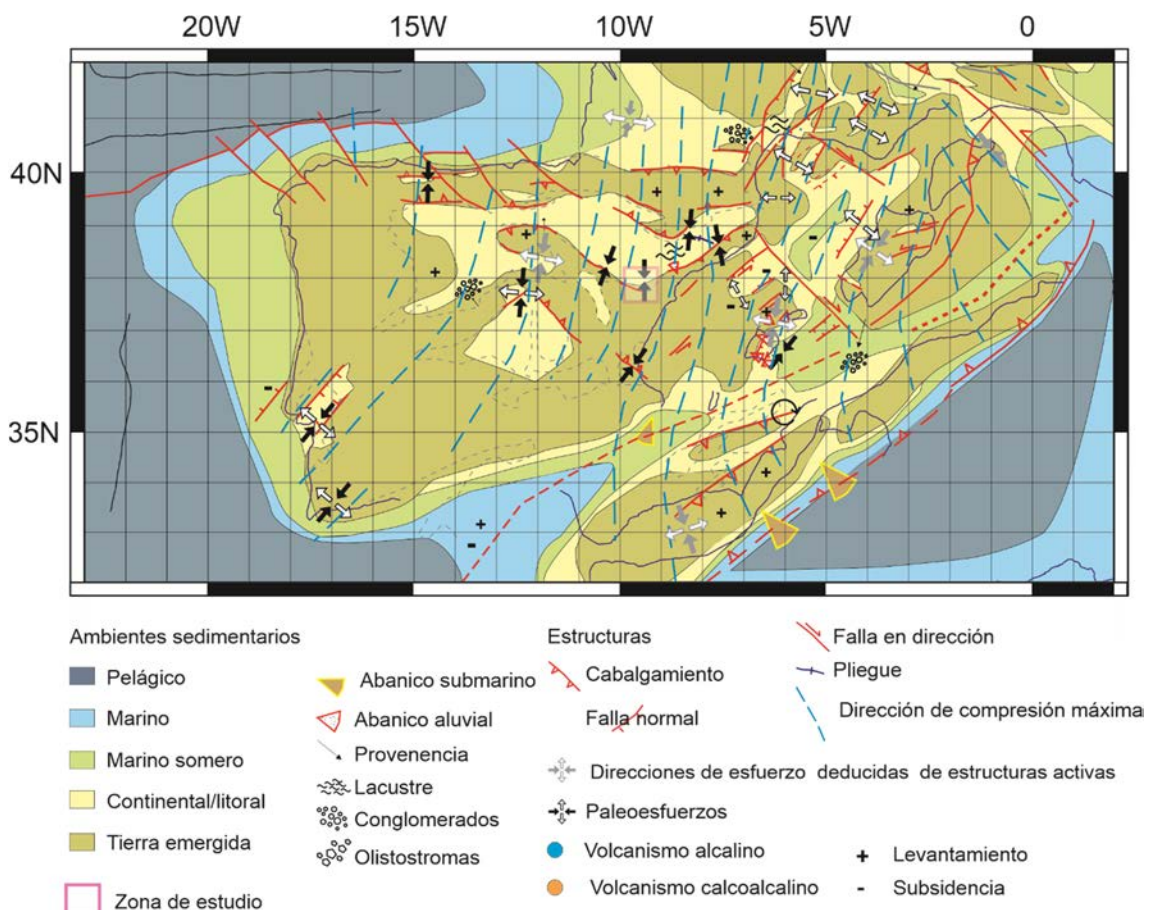


Fig. 7.5. *Reconstrucción paleogeográfica y paleotectónica de Iberia en el límite Rupeliense-Catiense. El recuadro muestra la posición de la zona de estudio. Este esquema muestra el apreciable grado de continentalidad de la Zona de Enlace Ibérica-Catalánide y la vecina cuenca del Ebro. Esta zona se encontraba alejada de los márgenes atlánticos, del margen bético y del margen occidental del Tethys y sus posibles entrantes marinos. Según Andeweg (2002)*

Los valores de descarga unitaria y de tasa de levantamiento obtenidos (secciones 6.1.1 y 6.1.2) son aproximadamente de un orden de magnitud inferior a los determinados por Allen *et al.* (2013) en sistemas aluviales pirenaicos de edad equivalente (Beamud *et al.* 2011) (Tabla 7.2). Estos valores son congruentes con una actividad tectónica menos activa y una pluviosidad inferior en la Zona de Enlace respecto del Pirineo.

De hecho, la posición de los depocentros lacustres cenozoicos de la Cuenca del Ebro estuvo controlada por la relación entre subsidencia y aporte sedimentario (Valero *et al.* 2014). Si bien no disponemos de datos de tasas de aporte del sistema fluvial de Huesca, la comparativa con el grupo Antist sugiere que la influencia del Sistema del Guadalopec-Matarranya en la posición del depocentro del Sistema lacustre de Los Monegros por lo que respecta al aporte habría sido netamente inferior a la ejercida por los sistemas surpirenaicos. Esta consideración está en consonancia con la asimetría en los sistemas lacustres señalada por Arenas y Pardo (1999), caracterizada por el dominio de ambientes de *playa* evaporítica, bajos aportes hídricos no canalizados, gradientes topográficos muy bajos y dominio de aportes de agua no confinados en el margen S, mientras que los márgenes lacustres de la parte N se caracterizan por aportes hídricos con alta dilución de los carbonatos, indicando el dominio de condiciones de flujo canalizado y caudales en general más altos. Si bien las condiciones indicadas por Arenas y Pardo (1999) hacen referencia a depósitos lacustres de edad miocena y de la parte más superior del Oligoceno en sectores situados al NW de la zona de estudio, dichas condiciones pudieron ser también prevalentes durante la sedimentación de las sucesiones algo más antiguas de la Formación Caspe.

	qs ($\text{m}^2 \cdot \text{a}^{-1}$)	Levantamiento ($\text{mm} \cdot \text{a}^{-1}$)	Longitud (Km)	Pluviosidad ($\text{mm} \cdot \text{a}^{-1}$)
Grupo Antist (Allen <i>et al.</i> (2013))	50 - 100	0.5 - 1	60	1500 - 2000
Guadalopec- Matarranya	7.90	0.15	65	1600

Tabla 7.2. Comparación entre tasa de aporte unitaria (qs), tasa de levantamiento, dimensiones y pluviosidad para las rutas sedimentarias del Sistema del Guadalopec – Matarranya y la del grupo Antist. Para esta última hemos utilizado los datos de Allen *et al.*, (2013). La estimación de la pluviosidad para el Sistema del Guadalopec – Matarranya se ha calculado manteniendo los mismos valores de K , Θ , ct , m y n que en el caso del Grupo Antist (Allen *et al.*, 2013). El valor de la longitud de la cuenca de drenaje del Sistema del Guadalopec - Matarranya, estimado en 65 Km, corresponde al valor medio entre las longitudes máxima y mínima, según las estimaciones de la sección 6.1.2.

7.3.2.1 La influencia del endorreísmo.

El papel jugado por el endorreísmo en la dinámica de los procesos sedimentarios es problemático, al no haber una relación directa entre endorreísmo y dichos procesos. En

todo caso, el ascenso continuo del nivel de base propio del contexto endorreico favorecería el bajo valor del gradiente topográfico del sistema fluvial (Fisher y Nichols, 2013). Los gradientes determinados por el análisis paleohidráulico (sección 5.6) varían entre $2,2 \cdot 10^{-5}$ y $6,5 \cdot 10^{-4}$. El ascenso continuo del nivel de base, combinado con gradientes topográficos bajos son condiciones que inhibirían la migración lateral de los canales (Ventra y Nichols, 2014; Ventra y Clarke, 2018) y favorecerían los procesos que dan lugar al acoplamiento de la sedimentación entre los canales y las llanuras de inundación (secciones 5.7.1 y 5.7.3). En este sentido, cabe esperar que una combinación de condiciones endorreicas con la existencia de márgenes tectónicamente activos que generen tasa de aporte de sedimento importante favorezca el tipo de arquitecturas deposicionales descritas y los procesos sedimentarios interpretados en esta memoria.

La Fig. 7.6. esquematiza el contexto geodinámico, las características de la ruta sedimentaria y los controles alo- y autogénicos.

7.3.3. Relación entre controles alogénicos y autogénicos.

Los análisis cicloestratigráfico y de las tasas de sedimentación presentados en las secciones 3.3.4 y 3.3.3 apuntarían a un cierto control orbital de la tasa de aporte y una ciclicidad que podría manifestar un cierto control orbital, sin poder descartar un efecto de enmascaramiento o distorsión por procesos autogénicos.

Para analizar la manera en que dichos controles se manifiestan en los procesos sedimentarios, se diferencian los *upstream controls* de los *downstream controls* (Shanley y McCabe, 1994), traducidos en esta memoria como controles de zona proximal y controles de zona distal, respectivamente. Dichos controles consisten en el clima, el levantamiento del área fuente, la subsidencia y la posición del nivel de base, y ejercen una influencia variable a lo largo de los sistemas sedimentarios (Fig. 7.7, parte superior). Los controles de zona proximal tienen mayor influencia en las propiedades del área fuente y las parte proximales de los sistemas sedimentarios continentales. Los controles de zona distal son básicamente el nivel de base y la subsidencia. Por otra parte, Holbrook *et al.* (2006) introducen los conceptos de *buttress* (traducido en esta memoria como puntal) y *buffer* (Fig. 7.7, parte inferior). En una cuenca endorreica, el puntal corresponde al nivel de base. Éste podrá ser el nivel de base lacustre en caso de que existan masas de agua lacustre en el centro de cuenca. La zona de *buffer* corresponde al espacio de preservación entre el nivel máximo posible de agradación de la llanura aluvial y la profundidad máxima de incisión fluvial.

Valero (2015) indica una serie de consideraciones sobre la manera en que pueden manifestarse los controles alogénicos en el registro de los sistemas sedimentarios continentales. Según dicho autor, los controles climáticos de zona proximal modifican la tasa de aporte de sedimento al influir en los procesos de meteorización, erosivos y en los caudales circulantes.

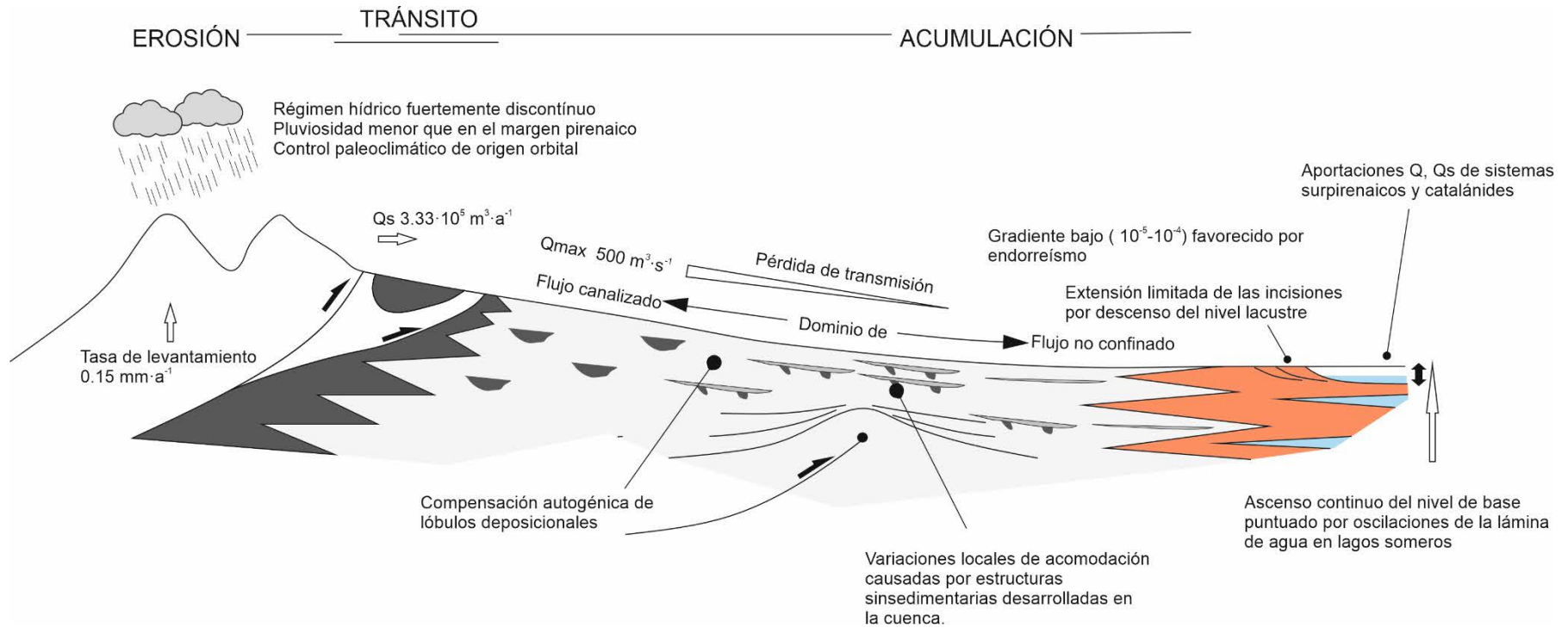


Fig. 7.6. Modelo del contexto geodinámico. El área ocupada por las cubetas terciarias pudo actuar tanto como zona de acumulación como de tránsito en determinados momentos. Notar que la zona de tránsito es muy reducida, lo cual favorecería la transmisión rápida de la señal correspondiente a los controles alogénicos de zona proximal, mientras que el apilamiento compensacional, autogénico, de lóbulos deposicionales en la zona de acumulación tendería a distorsionar dicha señal. La tasa de aporte de sedimento Q_s podría tener un control orbital relacionado con los ciclos de oblicuidad, y más probablemente, con los de excentricidad. El sistema lacustre del centro de cuenca estuvo alimentado además por aportaciones de los sistemas surpirenaicos y catalánides.

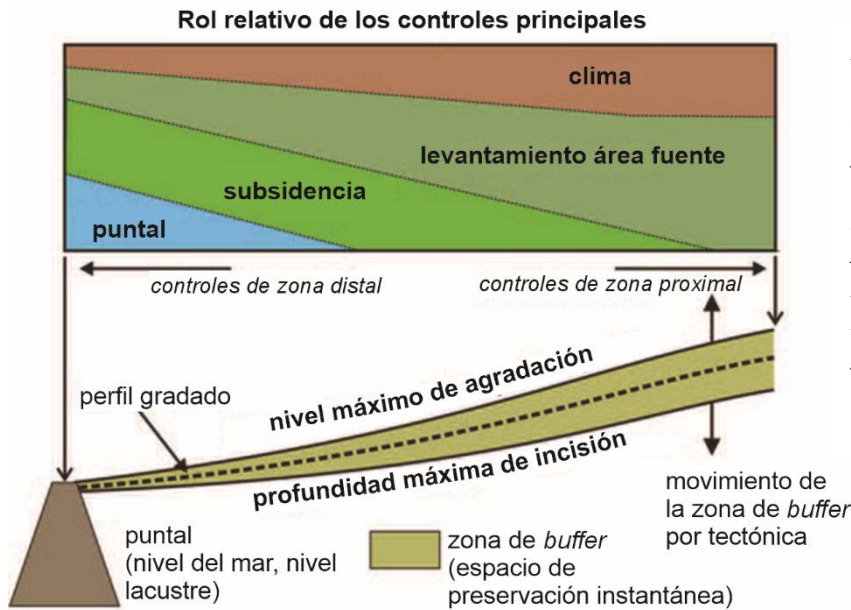


Fig. 7.7. Influencia de los controles de zona distal y zona proximal y su relación con los conceptos de puntal y zona de buffer. Adaptado de Shanley y McCabe (1994), Holbrook et al. (2006) y Miall (2014).

La tectónica, como control alogénico de zona proximal actuaría a escalas de formación y regional, se manifestaría en escalas de tiempo del orden del millón de años (Miall 2014) y afectaría la tasa de aporte de sedimento Q_s al influir directamente en las pendientes topográficas y, por tanto, en la difusividad. La tectónica ha condicionado la posición de los depocentros lacustres (Anadón *et al.* 1989b; Valero *et al.* 2014; Valero 2015; Garcés *et al.* 2020a). A estas escalas, serían básicamente la evolución tectónica y sistemas sedimentarios asociados del margen sur-pirenaico, Sistema Ibérico y Catalánides y el basculamiento hacia el W ocasionado por la apertura del Surco de Valencia en el Oligoceno más tardío – Mioceno (Vergés *et al.* 2002) los controles que condicionarían la posición y migración de dichos depocentros.

Los ciclos de expansión – contracción lacustre del Sistema Lacustre de Los Monegros se manifiestan en variaciones de la paleobatimetría las cuales pueden correlacionarse con ciclos paleoclimáticos de origen orbital, a escala de la excentricidad, pero no muestran variaciones relacionables con la tasa de descarga de sedimento Q_s que puedan obedecer a un control tectónico (Valero *et al.* 2014; Valero 2015). Estos autores basan el análisis cicloestratigráfico en los ciclos de excentricidad si bien, reconocen ciclos de oblicuidad en las sucesiones del Sistema Lacustre de Los Monegros.

La señal alogénica, expresada en términos de variación de Q_s , tanto de origen tectónico como climático puede quedar enmascarada o totalmente obliterada por procesos autogénicos (Jerolmack & Paola 2010; Hajek & Straub 2017; Trampush *et al.* 2017; Straub *et al.* 2020). Dicha distorsión de la señal alogénica dependerá de la extensión y capacidad de retención del sistema de dispersión de sedimento. Así, (Castelltort y Van Den Driessche, 2003) indican que este efecto será más importante cuanto más extenso sea dicho sistema. Correlativamente, la distorsión será mínima en cuencas pequeñas, con sistemas de dispersión de poca extensión y poca capacidad de retención del sedimento.

En el caso del Sistema del Guadalupe – Matarranya, el tiempo de compensación del sistema t_c (sección 6.1.5) indicaría *a priori* que la señal alogénica correspondiente a los periodos de oblicuidad identificados por Valero *et al.* (2014) y Valero (2015) en las sucesiones del sistema lacustre, quedaría enmascarada u obliterada por ciclicidad autogénica en la serie del sistema aluvial correspondiente a la columna de Puig Moreno, acumulada en una zona netamente más próxima al área fuente. De hecho, tal como indicamos en la sección 3.3.4, el periodograma de la columna de Puig Moreno presenta un componente dominante de ruido, lo cual da pie a considerar que los procesos autogénicos aperiódicos, como mínimo enmascaran la señal alogénica correspondiente al control orbital. Ahora bien, diversos autores (Castelltort y Van Den Driessche, 2003; Allen, 2008; Romans *et al.*, 2016; Straub *et al.*, 2020) (véase Fig. 6.5, sección 6.1.5) consideran que t_{eq} equivale al tiempo que tarda una señal sedimentaria en generarse y transmitirse en un sistema reactivo, por lo cual, el valor negligible del tiempo de equilibrio t_{eq} indica que el sistema debería registrar fielmente las variaciones de la señal alogénica, incluida la relacionada con la oblicuidad.

Esta discrepancia entre t_{eq} y t_c plantea una paradoja aparente: el sistema tendría que registrar fielmente la señal alogénica, pero para intervalos de tiempo de hasta unos 50000 años, dicha señal quedaría enmascarada o borrada por los procesos autogénicos. Según Straub *et al.* (2020), la señal generada en un sistema reactivo puede ser distorsionada u obliterada si los procesos de distribución de sedimento no actúan de una manera uniforme en el área deposicional. Este sería el caso en que el sedimento que llega al área deposicional de un sistema reactivo se acumule en lóbulos deposicionales los cuales se apilen compensacionalmente siguiendo una dinámica autogénica, tal como hemos interpretado para el caso estudiado.

Es decir, esta paradoja puede resolverse si consideramos que t_{eq} no sería aplicable al sistema sedimentario en su conjunto, ya que es una aproximación basada en la difusividad en una dimensión (Heller y Paola, 1992; Paola *et al.*, 1992) y por tanto, describiría la reactividad de un curso fluvial concreto, mientras que t_c es un parámetro que caracteriza el conjunto del sistema sedimentario.

En otras palabras, si consideramos la respuesta del Sistema del Guadalupe – Matarranya en términos de variación de Q_s , t_{eq} indicaría que cada canal alimentador principal y el lóbulo deposicional que generaría la red de distributarios relacionada (sección 5.7.4, Fig. 5.37, pág. 177) se adaptaría rápidamente a las variaciones de la señal alogénica, incluso las de periodo corto, mientras que la dinámica de la totalidad del sistema aluvial, caracterizada por el atrapamiento de los sedimentos en lóbulos deposicionales y la pérdida de transmisión de las redes fluviales, causaría que la señal alogénica sólo afectase a la parte activa del sistema aluvial. Extendiendo este razonamiento, la progradación de cada lóbulo deposicional podría obedecer a un control alogénico, como la variación de la precipitación, mientras que la arquitectura del apilamiento de lóbulos deposicionales sería compensacional, básicamente autogénica. En este sentido, cabe señalar que el espesor más frecuente entre graderías (Gráf. 5.6, sección 5.5.2) es de 10 m, correspondiente a un lapso de 50000 años para una tasa de sedimentación media de unos $20 \text{ cm} \cdot \text{ka}^{-1}$, solapándose, por tanto, con los ciclos de oblicuidad. Por tanto, no es totalmente

descartable que la arquitectura de graderías refleje un cierto control alogénico, de tipo paleoclimático, pero parcialmente enmascarado por la compensación de lóbulos.

Ahora bien, la equivalencia entre t_{eq} y tiempo de generación y transmisión de la señal sedimentaria no es aceptada por todos los autores. Tofelde *et al.* (2021) distinguen cuatro lapsos de tiempo relacionados con la generación y la transmisión de la señal. En relación con la generación de la señal distinguen:

- Tiempo de inicio de la señal (*signal onset time*): el lapso entre el cambio en las condiciones alogénicas y la generación de una señal sedimentaria.
- Tiempo que dura la perturbación (*signal duration time*).

En relación con los tiempos de transferencia, distinguen:

- Tiempo de transferencia (*signal transfer time*): el lapso entre el inicio de la generación de la señal y la llegada a la cuenca.
- Decalaje total (*total lag time*): el lapso que resulta de la suma del tiempo de inicio de la señal más el tiempo de transferencia. Es el tiempo total entre el inicio de la perturbación en las condiciones alogénicas y la llegada de la señal a la cuenca deposicional.

Según estos autores, no hay una equivalencia entre t_{eq} y estos tiempos, e incluso señalan que, en función de la señal a considerar, como sería el caso de variaciones de concentración de solutos, el tiempo de decaje total puede llegar a ser inferior a t_{eq} .

Por otra parte, tampoco hay consenso en la relación entre t_{eq} y el tiempo que tarda un área fuente en generar una señal sedimentaria en respuesta a una perturbación alogénica; es decir, el lapso referido como tiempo de inicio de señal por Tofelde *et al.* (2021). A partir de simulaciones numéricas, algunos autores (Densmore *et al.* 2007; Allen *et al.* 2013; Armitage *et al.* 2018), consideran que el tiempo de respuesta a las perturbaciones de origen climático es superior al millón de años, mientras que según otras simulaciones (Simpson & Castelltort 2012), el proceso autogénico de incremento de la pendiente de los canales por incremento de descarga tiende a amplificar las variaciones de descarga de sedimento, reduciendo el tiempo de inicio de señal.

En cualquier caso, hay un cierto consenso en considerar que la longitud y capacidad de almacenamiento del sistema de tránsito es uno de los factores que tienen más importancia en la preservación y transmisión de la señal alogénica. Covault *et al.* (2011) a partir de un estudio en cuencas tectónicamente activas, en las cuales la extensión y capacidad de almacenamiento temporal del sistema de dispersión es baja, determinaron que cambios ocurridos en la zona deposicional pueden reflejar cambios en las áreas fuente en escalas de tiempo de 10^3 a 10^4 años, es decir, en intervalos de tiempo muy cortos o negligibles a escala del tiempo geológico.

Por tanto, sería esperable que el Sistema del Guadalupe – Matarranya, con una difusividad alta en comparación a la longitud del sistema, se hubiese comportado como un sistema altamente reactivo, aunque la señal generada por los controles de zona proximal, en forma de variaciones de la descarga de sedimento fuera distorsionada por el apilamiento

compensacional de lóbulos deposicionales y/o posibles etapas de retención estructural en las cubetas terciarias.

No obstante, hemos de considerar el análisis cicloestratigráfico presentado en esta memoria como preliminar. Idealmente, el análisis de ciclicidad tendría que basarse adicionalmente en un indicador más sensible a las condiciones paleoclimáticas que un mero índice binario de clasticidad, como el que se ha aplicado, y que puede estar altamente afectado por ruido de origen autogénico.

Ahora bien, si el control de la ciclicidad a escalas de tiempo de la oblicuidad está sujeto a controversias, la evolución de la tasa de sedimentación a escalas de tiempo mayores necesariamente obedecería a un control alogénico, dado el tiempo de compensación t_c del sistema.

La disminución de la tasa de sedimentación del intervalo correlacionable con la unidad de Lutitas de la Cuesta de Fraga (véase Fig. 3.18, sección 3.3.3, pág. 61), podría justificarse por una disminución de la relación ente la tasa de aporte y la acomodación. El hecho de que esta disminución de la tasa de sedimentación también se observe en la serie de Mequinenza, junto con la duración de este intervalo, netamente superior a la escala del tiempo de compensación, sería un argumento a favor del control alogénico de la tasa de aporte de sedimento. Esta disminución podría obedecer a dos situaciones, no mutuamente excluyentes: disminución de la tasa de aporte de origen climático, manteniendo una subsidencia constante, o bien por incremento de la subsidencia, concretamente por el efecto del atrapamiento de sedimento en los depocentros relacionados con las estructuras (sección 4.5) (Fig. 7.8), y/o la creación de barreras por el crecimiento de estructuras tal como señala González (1989) para el anticlinal de la Ginebrosa. Dado que en este trabajo no hemos podido determinar el valor de la subsidencia, no tenemos criterios objetivos para valorar este efecto.

Por lo que respecta al origen climático, Valero *et al.* (2014) consideran que los ciclos de expansión de los sistemas lacustres de la Cuenca del Ebro estuvieron condicionados por los ciclos orbitales de excentricidad, con periodos de 400 y 2400 Ka, de tal manera que las expansiones lacustres se correlacionan con máximos de dichos ciclos. Inversamente, las contracciones lacustres se correlacionan según dicho autor con mínimos. Según Valero *et al.* (2014) las lutitas de la Cuesta de Fraga se correlacionan con un mínimo del ciclo de excentricidad de 2400 Ka. Por tanto,

- i) La disminución de la tasa de sedimentación observada (Figs. 3.17, 3.18, sección 3.3.3, págs. 60 y 61) estaría relacionada con una fase de incremento de la aridez la cual induciría una disminución de la tasa de aporte de sedimento tanto en la sucesión de la Formación Caspe en Puig Moreno como en la sucesión de las Lutitas de la Cuesta de Fraga en Mequinenza y
- ii) Las Lutitas de la Cuesta de Fraga, a pesar de registrar una expansión de las facies aluviales distales-terminales del Sistema de Guadalupe-Matarranya no corresponderían a un incremento de la actividad de los sistemas aluviales, sino a una contracción de los sectores de la cuenca ocupados por zonas lacustres (Valero *et al.* 2014; Valero 2015).

En definitiva, no podemos descartar un control orbital para la arquitectura en graderías que hemos descrito para la Formación Caspe. Ahora bien, las limitaciones del análisis cicloestratigráfico que hemos aplicado, junto con el tiempo de compensación del sistema, cercano a la escala de tiempo de la oblicuidad nos impiden inclinarnos por un origen alogénico, relacionado con la oblicuidad (Fig. 7.9), o bien un origen puramente autogénico. Aunque la oblicuidad influye directamente en la insolación recibida por las latitudes altas, por lo cual tendría una influencia menos marcada en las latitudes bajas, tal como correspondería a la zona de estudio, Bosmans *et al.* (2015) demuestran a partir de modelos numéricos que pueden darse cambios de circulación tropical sin fluctuaciones en los casquetes polares, y que los cambios de circulación tropical inducidos por la oblicuidad son correlacionables con cambios de insolación en la zona tropical.

En cualquier caso, el apilamiento compensacional de lóbulos deposicionales, al menos a la escala de tiempo de la oblicuidad, sería el proceso autogénico que causaría la desconexión indicada por Valero *et al.* (2014) y Valero (2015) de la señal orbital entre el sistema lacustre del centro de cuenca, marcada por cambios en la paleobatimetría, y el sistema aluvial, marcada por variaciones de la descarga de sedimento Q_s . A escalas de tiempo superiores al tiempo de compensación t_c , la evolución de Q_s tendría un control alogénico y se manifestaría tanto en el sistema aluvial como en el lacustre (sección 3.3.3). A la vista de los resultados presentados por Valero *et al.* (2014) y Valero (2015) y en ausencia de datos que nos permitan valorar las variaciones de actividad y subsidencia tectónica, este control alogénico podría obedecer al forzamiento orbital causado por la excentricidad.

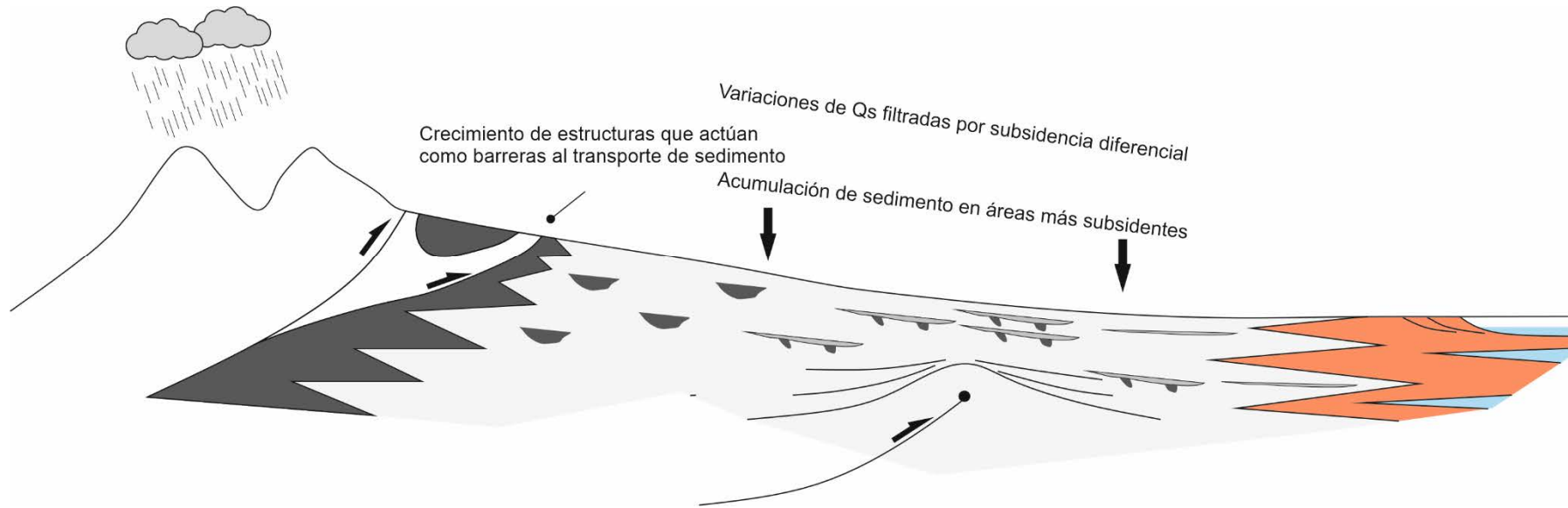


Fig. 7.8. A escalas de tiempo superiores al tiempo de compensación, la actividad tectónica podría generar “trampas” de sedimento en las zonas más subsidentes, y/o barreras al transporte causadas por la emersión de estructuras (González, 1989). En este caso, el efecto neto se manifestaría sectores internos de la cuenca en una disminución de la tasa de sedimentación. Por otra parte el crecimiento de estructuras en la cuenca daría lugar a una disminución del espacio de acomodación y a una mayor acumulación de sedimento hacia los sectores internos.

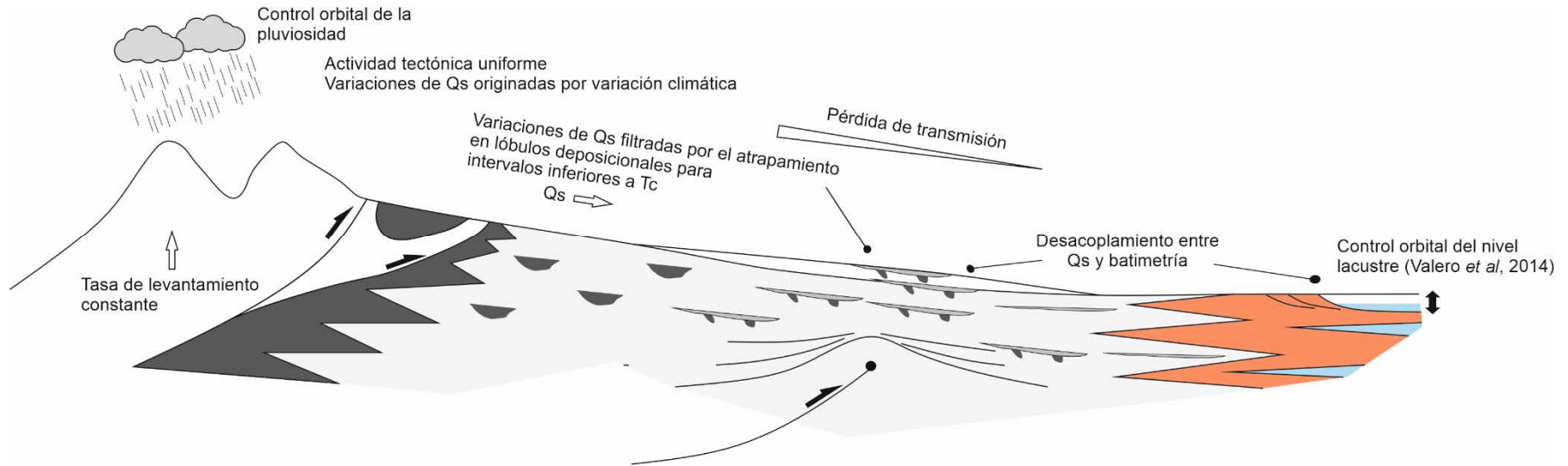


Fig. 7.9. Relación entre controles alogénicos, autogénicos y la manera en que la señal alogénica se manifiesta en las partes proximales, medias y distales. Asumiendo que el sistema sedimentario es reactivo, y que no hay decaje detectable entre el inicio de la perturbación alogénica de origen orbital (en este caso, variaciones de la pluviometría controladas por ciclos de oblicuidad), las variaciones de pluviosidad inducirían variaciones de Q_s , en el área fuente y variaciones de paleobatimetría en la zona lacustre (Valero et al. 2014; Valero 2015). Las variaciones de Q_s no afectarían toda la superficie aluvial, sino que se distribuirían irregularmente, formando lóbulos, y se atenuarían corriente abajo por pérdidas de transmisión. Debido a estos procesos, en general, no habría correlación entre las variaciones de Q_s y la paleobatimetría del sistema lacustre. A escalas de tiempo mayores que la oblicuidad, tal como sería el caso de la excentricidad, el forzamiento paleoclimático de origen orbital podría manifestarse en todo el sistema deposicional en términos de variaciones de Q_s . En este esquema consideramos que la actividad tectónica sería constante y que, en cualquier caso, actuaría en escalas de tiempo mayores que la ciclicidad relacionada con la oblicuidad.

V. Conclusiones.

8. Conclusiones.

8.1. Resumen de conclusiones

- La edad de la Formación Caspe abarca un lapso mínimo de 6.429 Ma entre la parte media y superior del Rupeliense y la inferior del Aquitaniense. En ese lapso de tiempo muestra unas pautas de expansión y dispersión que indican que su evolución estuvo condicionada regional y sectorialmente por la evolución estructural de la Zona de enlace y el sector vecino de la cuenca del Ebro. El sector SE de la Cadena Ibérica experimentó claramente deformación al menos desde los cronos C11n a C6 y finalizó en el Mioceno inferior durante el cron C6Cn.1n.
- Los *ribbons* de la Formación Caspe son interpretados como un tipo arquitectural diferente del definido por Williams (1973) y Friend *et al.* (1979), y posteriormente precisado por Gibling (2006). Básicamente, esta diferencia consiste en que los *ribbons* no corresponden siempre al producto de un proceso relativamente simple de incisión, relleno (aunque este relleno pueda ser multiepisódico) y abandono final, generalmente con expansión. Corresponden, en cambio, al producto de cinturones de canales. Cada sección vertical transversal a la paleocorriente corresponde al relleno de sucesivos canales, individualizables como *storeys*, cuyos trazados en planta pueden ser sólo parcialmente coincidentes.
- En el caso descrito en esta memoria, la morfología de los *ribbons* resulta de un alto grado de acoplamiento entre la sedimentación en canales, *levees* y llanuras de inundación. Este alto grado de acoplamiento se ha caracterizado cuantitativamente mediante el parámetro de movilidad estratigráfica y se debería a la morfología y dinámica de la red fluvial, con canales adyacentes simultáneamente activos, y al desbordamiento frecuente de estos canales. Por ello, no necesariamente cabe relacionar la geometría de *ribbon* con alta tasa de sedimentación.
- Los *ribbons* se disponen a lo largo de superficies de concentración vertical, de extensión lateral plurikilométrica y separados verticalmente por intervalos predominantemente pelíticos de espesor métrico a decamétrico. Se ha interpretado esta arquitectura en graderías como el resultado de la progradación y compensación de lóbulos deposicionales del abanico fluvial. Aunque el tiempo de compensación del sistema sugiere que esta arquitectura tiene un control autogénico, no puede descartarse totalmente un cierto control orbital por ciclos de oblicuidad (46 Ka).
- Las características sedimentológicas, arquitecturales y paleohidráulicas establecidas para las sucesiones fluviales del Sistema sugieren un régimen hídrico caracterizado por unos caudales superiores a los actuales para la cuenca del Guadalope y un régimen de descarga altamente variable, con una marcada torrencialidad. Estos rasgos se corresponderían bien con la situación alejada de su zona de desarrollo respecto las fachadas Atlántica y Tethysiana (márgenes Bético y del macizo Corso-Sardo) de Iberia. El régimen de precipitación se caracterizaría por una fuerte estacionalidad/discontinuidad y estaría sometido a variaciones cíclicas.

- El sistema sedimentario del Sistema del Guadalope – Matarranya era altamente reactivo por tener un sistema de dispersión de poca extensión y con poca capacidad de retención del sedimento. Por ello, ofrece potencialmente la posibilidad de analizar la manera en que se transmitieron las señales alogénicas tanto en la zona proximal como distal del sistema área fuente/cuenca. No obstante, un análisis detallado de estas relaciones precisaría a su vez de un análisis de la relación entre tasa de subsidencia y tasas de sedimentación. Asimismo, se requeriría de un análisis cicloestratigráfico más detallado y basado en indicadores menos sensibles frente a las señales alogénicas que el indicador de clasticidad.
- Si bien existió una cierta desconexión entre la evolución registrada en las zonas proximales y las distales del sistema área fuente/cuenca, no es todavía descartable la existencia de procesos climáticos a escalas de tiempo superiores a la oblicuidad que pudieron haber influido simultáneamente en ambos dominios. Este sería el caso de la variación de la tasa de sedimentación registrada en la serie de Puig Moreno y que es correlacionable con la variación observada en el sistema lacustre.
- La ruta sedimentaria del Sistema del Guadalope – Matarranya fue un sistema cerrado dadas las condiciones de endorreísmo dominantes. Debido a esto y a la elevada preservación del relieve de la Zona de Enlace con posterioridad a la actividad orogénica, han podido establecerse la tasa de aporte de sedimento y la extensión de la cuenca de drenaje a partir de balances de masa. Los parámetros obtenidos indican una actividad tectónica más atenuada que en el Pirineo, y una disimetría en la pluviosidad entre el margen ibérico y el margen sur pirenaico de la cuenca del Ebro similar a la actual. Ambos hechos se corresponden con el contexto tectónico y paleogeográfico-paleoclimático en los que evolucionó el sistema.
- La experiencia técnica adquirida en el desarrollo de este trabajo confirma que el análisis de modelos digitales del terreno, combinado con técnicas de análisis de nubes de puntos permite la determinación de estructuras tectónicas y arquitecturas sedimentarias a gran escala en afloramientos extensos, con poco relieve topográfico, y con buzamientos inferiores a 2°.

8.2. Futuras líneas de investigación.

De entre los aspectos pendiente que quedan, y en cierto modo, añade este trabajo, señalaremos los que, a nuestro juicio son más importantes para profundizar en el conocimiento estratigráfico y sedimentológico de la Formación Caspe y, por extensión, en el del Sistema del Guadalope – Matarranya:

- Sería necesario establecer un marco cronológico más robusto y extendido del registro del Sistema del Guadalope - Matarranya. Para ello sería preciso contar con la magnetoestratigrafía de los Conglomerados de Tastavins y las unidades lutíticas de La Portellada y La Codonyera. También profundizar en el estudio de la sedimentología de estas unidades para obtener una aproximación más precisa a la relación entre las partes proximales y medias del sistema.

- La relación entre el Sistema del Guadalopec – Matarranya y las cubetas terciarias ibéricas sólo se ha podido establecer de una manera muy general, basada en la literatura previa. Sería necesario disponer de las series magnetoestratigráficas de, al menos, las cubetas de Aiguaviva y Bordón con el fin de correlacionar de una manera más precisa su relleno con las series del Sistema del Guadalopec – Matarranya en la cuenca del Ebro. La correlación más ajustada de dichas cubetas con el resto del sistema permitiría una interpretación más detallada de la evolución sedimentaria y estructural de la Zona de Enlace en relación con la zona estudiada y quizá precisar las etapas en que ha actuado como zona de tránsito o sedimentación.
- Hemos establecido hasta cierto punto la estratigrafía de los niveles de paleocanales al N de la estructura de Puig Moreno – Maella, pero no se han determinado variaciones paleogeográficas de las propiedades sedimentológicas dentro de los intervalos estratigráficos. En parte este análisis se ha obviado ya que estos intervalos sólo son trazables a distancias de unos 11-12 Km como máximo, claramente inferiores a la escala del sistema sedimentario. Una correlación más precisa y extensa del sistema, incluyendo las partes proximales preservadas y las series de las cubetas terciarias, tal como sugerimos en los párrafos anteriores, permitiría replantear el análisis de la variación de las propiedades sedimentológicas de las facies a escala del sistema sedimentario, dentro de unos intervalos estratigráficos definidos. Este análisis permitiría un conocimiento mucho más detallado de las propiedades del sistema sedimentario y su evolución estratigráfica y paleogeográfica.
- El análisis cicloestratigráfico presentado es preliminar. Se tendría que complementar con el análisis de registros y series temporales de indicadores que puedan guardar una relación más directa con la señal orbital que la mera distribución estratigráfica de litofacies clásticas. Tal como hemos apuntado en las conclusiones, este estudio, junto con un análisis de la subsidencia y su relación con las tasas de sedimentación permitiría una mejor comprensión de la posible transmisión de las señales alogénicas tectónicas y climáticas a lo largo de la ruta sedimentaria desde sus zonas de área fuente a las distales.
- La modelización numérica de la evolución de la tasa de aporte de sedimento, la cual requiere de un análisis de la subsidencia y de la descompactación de las sucesiones estudiadas.

VI. Bibliografía

- Abdullatif, O. M.** 1989. Channel-fill and sheet-flood facies sequences in the ephemeral terminal River Gash, Kassala, Sudan. *Sedimentary Geology*, **63**, 171–184, doi: 10.1016/0037-0738(89)90077-8.
- Agustí, J., Gibert, J. & Moya Sola, S.** 1983. Bioestratigrafía del Terciario. In: IGME (ed.) *Estudio Geológico Del Maestrazgo y de La Mitad Meridional de Los Catalánides*. 189–225.
- Agustí, J., Cabrera, L., Garcés, M., Krijgsman, W., Oms, O. & Parés, J. M.** 2001. A calibrated mammal scale for the Neogene of Western Europe. State of the art. *Earth Science Reviews*, **52**, 247–260, doi: 10.1016/S0012-8252(00)00025-8.
- Alegret, L., Cruz, L. E., Fenero, R., Molina, E., Ortiz, S. & Thomas, E.** 2008. Effects of the Oligocene climatic events on the foraminiferal record from Fuente Caldera section (Spain, western Tethys). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **269**, 94–102, doi: 10.1016/j.palaeo.2008.08.006.
- Allen, P. A.** 2008. Time scales of tectonic landscapes and their sediment routing systems. *Geological Society Special Publication*, **296**, 7–28, doi: 10.1144/SP296.2.
- Allen, P. A.** 2017. *Sediment Routing Systems*. Cambridge University Press, Cambridge pp., doi: 10.1017/9781316135754.
- Allen, P. A., Cabrera, L., Colombo, F. & Matter, A.** 1983. Variations in fluvial style on the Eocene-Oligocene alluvial fan of the Scala Dei Group, SE Ebro Basin, Spain. *J. geol. Soc. London*, **140**, 133–146, doi: 10.1144/gsjgs.140.1.0133.
- Allen, P. A., Armitage, J. J., Carter, A., Duller, R. A., Michael, N. A., Sinclair, H. D., Whitchurch, A. L. & Whittaker, A. C.** 2013. The Qs problem: Sediment volumetric balance of proximal foreland basin systems. *Sedimentology*, **60**, 102–130, doi: 10.1111/sed.12015.
- Anadón, P.** 1978. *El Paleógeno Continental Anterior a La Transgresión Biarritziense (Eoceno Medio) Entre Los Ríos Gaià y Ripoll (Provincias de Tarragona y Barcelona)*. Universitat de Barcelona, 257 pp.
- Anadón, P., Cabrera, L., Colombo, F., Marzo, M. & Riba, O.** 1979. *Estudio Estratigráfico y Sedimentológico Del Borde Meridional de La Depresión Del Ebro Entre Alcañiz y Borjas Blancas (Provincias de Teruel, Zaragoza, Lérida y Tarragona)*.
- Anadón, P., Cabrera, L., Guimerà, J. & Santanach, P.** 1985. Paleogene strike-slip deformation and sedimentation along the southerastern margin of the Ebro Basin. In: *Strike-Slip Deformation, Basin Formation, and Sedimentation*. SEPM (Society for Sedimentary Geology), 303–318., doi: 10.2110/pec.85.37.0303.
- Anadón, P., Cabrera, L., Colombo, F., Marzo, M. & Riba, O.** 1986. Syntectonic Intraformational Unconformities in Alluvial Fan Deposits, Eastern Ebro Basin Margins (NE Spain). In: Allen, P. A. & Homewood, P. (eds) *Foreland Basins*. Blackwell Publishing Ltd., Oxford, UK, 259–271., doi: 10.1002/9781444303810.ch14.
- Anadón, P., Cabrera, L., Colldeforns, B., Colombo, F., Cuevas, J. L. & Marzo, M.**

- 1989a. Alluvial fan evolution in the S.E. Ebro Basin: response to tectonics and lacustrine base-level changes. *In: Marzo, M. Puigdefàbregas, C. (ed.) 4th International Conference on Fluvial Sedimentology. Excursion Guidebook 9.* Publicacions del Servei Geològic de Catalunya., Barcelona, 91.
- Anadón, P., Cabrera, L., Colldeforns, B. & Sáez, A.** 1989b. Los sistemas lacustres del Eoceno superior y Oligoceno del sector oriental de la cuenca del Ebro. *Acta Geológica Hispánica*, **24**, 205–230.
- Andeweg, B.** 2002. *Cenozoic Tectonic Evolution of the Iberian Peninsula : Effects and Causes of Changing Stress Fields.* Vrije Universiteit Amsterdam, 178 pp.
- Arbués, P., García-Sellés, D., Granado, P., López-Blanco, M. & Muñoz, J. A.** 2012. A method for producing photorealistic digital outcrop models. *In: 74th European Association of Geoscientists and Engineers Conference and Exhibition 2012 Incorporating SPE EUROPEC 2012: Responsibly Securing Natural Resources.* 3615–3619., doi: 10.3997/2214-4609.20148218.
- Archer, C. L. & Caldeira, K.** 2008. Historical trends in the jet streams. *Geophysical Research Letters*, **35**, L08803, doi: 10.1029/2008GL033614.
- Arenas, C.** 1993. *Sedimentología y Paleogeografía Del Terciario Del Margen Pirenaico y Sector Central de La Cuenca Del Ebro. Zona Aragonesa Occidental.* Universidad de Zaragoza., 858 pp.
- Arenas, C. & 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, doi: 10.1016/S0031-0182(99)00025-5.
- Armitage, J. J., Whittaker, A. C., Zakari, M. & Campforts, B.** 2018. Numerical modelling of landscape and sediment flux response to precipitation rate change. *Earth Surface Dynamics*, **6**, 77–99, doi: 10.5194/esurf-6-77-2018.
- Assine, M. L.** 2005. River avulsions on the Taquari megafan, Pantanal wetland, Brazil. *Geomorphology*, **70**, 357–371, doi: 10.1016/j.geomorph.2005.02.013.
- Assine, M. L. & Silva, A.** 2009. Contrasting fluvial styles of the Paraguay River in the northwestern border of the Pantanal wetland, Brazil. *Geomorphology*, **113**, 189–199, doi: 10.1016/j.geomorph.2009.03.012.
- Assine, M. L., Merino, E. R., Pupim, F. N., Warren, L. V., Guerreiro, R. L. & McGlue, M. M.** 2016. Geology and geomorphology of the pantanal basin. *Handbook of Environmental Chemistry*, **37**, 23–50, doi: 10.1007/698_2015_349.
- Baas, J., Best, J. & Peakall, J.** 2011. Depositional processes, bedform development and hybrid bed formation in rapidly decelerated cohesive (mud-sand) sediment flows. *Sedimentology*, **58**, 1953–1987, doi: 10.1111/j.1365-3091.2011.01247.x.
- Baatsen, M., van Hinsbergen, D. J. J., Von Der Heydt, A. S., Dijkstra, H. A., Sluijs, A., Abels, H. A. & Bijl, P. K.** 2016. Reconstructing geographical boundary conditions for palaeoclimate modelling during the Cenozoic. *Climate of the Past*, **12**, 1635–1644, doi: 10.5194/cp-12-1635-2016.

- Baquer, E., Coloma, P., Sánchez Navarro, J. A. & De Miguel, J. L.** 1998. Hidrogeología del Sector Caspe-Maella. Primeros Resultados. *Geogaceta*, 43–46.
- Barberà, X.** 1999. *Magnetostratigrafia de l'Oligocè Del Sector Sud-Oriental de La Conca de l'Ebre, Implicacions Magnetobiocronològiques i Seqüencials*. Universitat de Barcelona, 247 pp.
- Barberà, X., Cabrera, L., Gomis Coll, E. & Parés, J. M.** 1996. Determinación del polo paleomagnético para el límite Oligoceno-Mioceno en la Cuenca del Ebro. *Geogaceta*, **20**, 1014–1016.
- Barberà, X., Cabrera, L., Marzo, M., Pares, J. M. & Agustí, J.** 2001. A complete terrestrial Oligocene magnetostratigraphy from the Eastern Ebro Basin, Spain. *Earth and Planetary Science Letters*, **187**, 1–16.
- Barrón, E. & Peyrot, D.** 2006. La vegetación forestal en el Terciario. In: Carrion, J. S. & et al, C. (eds) *Paleoambientes y Cambio Climático*. Fundación Séneca. Agenciarballo, R.a de Ciencia y Tecnología de la región de Murcia, 55–76.
- Barrón, E. & Santos, L.** 1988. Síntesis paleobotánica crítica de las cuencas terciarias de Galicia (España). *Coloquios de Paleontología*, **49**, 41–53.
- Barrón, E., Rivas-Carballo, R. & Postigo, J. M.** 2010. The Cenozoic vegetation of the Iberian Peninsular: A synthesis. *Review of Paleobotany and Palynology*, **162**, 382–402.
- Beamud, E., Muñoz, J. A., Fitzgerald, P. G., Baldwin, S. L., Garcés, M., Cabrera, L. & Metcalf, J. R.** 2011. Magnetostratigraphy and detrital apatite fission track thermochronology in syntectonic conglomerates: Constraints on the exhumation of the South-Central Pyrenees. *Basin Research*, **23**, 309–331, doi: 10.1111/j.1365-2117.2010.00492.x.
- Bersier, A.** 1958. Séquences détritiques et divagations fluviales. *Eclogae Geol. Helv.*, **51**, 854–893.
- Bhattacharyya, P., Copeland, P., Lawton, T. F. & Holbrook, J.** 2016. Estimation of source area, river paleo-discharge, paleoslope, and sediment budgets of linked deep-time depositional systems and implications for hydrocarbon potential. *Earth-Science Reviews*, **153**, 77–110, doi: 10.1016/j.earscirev.2015.10.013.
- Birnbaum, S. J. & Coleman, M.** 1979. Source of sulphur in the Ebro Basin (northern Spain). Tertiary nonmarine evaporite deposits as evidenced by sulphur isotopes. *Chemical Geology*, **25**, 163–168.
- Bosmans, J. H. C., Hilgen, F. J., Tuenter, E. & Lourens, L. J.** 2015. Obliquity forcing of low-latitude climate. *Climate of the Past*, **11**, 1335–1346, doi: 10.5194/cp-11-1335-2015.
- Botfalvai, G., Haas, J., Bodor, E. R., Mindszenty, A. & Osi, A.** 2016. Facies architecture and palaeoenvironmental implications of the upper Cretaceous (Santonian) Csehbánya formation at the Iharkút vertebrate locality (Bakony Mountains, Northwestern Hungary). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **441**, 659–678, doi: 10.1016/j.palaeo.2015.10.018.

- Bridge, J. S. & Tye, R. S.** 2000. Interpreting the dimensions of ancient fluvial channel bars, channels, and channel belts from wireline-logs and cores. *AAPG Bulletin*, **84**, 1205–1228, doi: 10.1306/E4FD4B07-1732-11D7-8645000102C1865D.
- Brierley, G. J., Ferguson, R. J. & Woolfe, K. J.** 1997. What is a fluvial levee? *Sedimentary Geology*, **114**, 1–9.
- Brooke, S., Chadwick, A. J., Silvestre, J., Lamb, M. P., Edmonds, D. A. & Ganti, V.** 2022. Where rivers jump course. *Science*, **376**, 987–990, doi: 10.1126/science.abm1215.
- Buckley, S. J., Howell, J. A., Enge, H. D. & Kurz, T. H.** 2008. Terrestrial laser scanning in geology: Data acquisition, processing and accuracy considerations. *Journal of the Geological Society*, **165**, 625–638, doi: 10.1144/0016-76492007-100.
- Buehler, H., Weissmann, G. S., Scuderi, L. A. & Hartley, A. J.** 2011. Spatial and temporal evolution of an avulsion on the Taquari river distributive fluvial system from satellite image analysis. *Journal of Sedimentary Research*, **81**, 630–640, doi: 10.2110/jsr.2011.040.
- Buehler, H. A., Weissmann, G. S., Scuderi, L. A. & Hartley, A. J.** 2011. Spatial and Temporal Evolution of an Avulsion on the Taquari River Distributive Fluvial System from Satellite Image Analysis. *Journal of Sedimentary Research*, **81**, 630–640, doi: 10.2110/jsr.2011.040.
- Buj, O. & Gisbert, J.** 2007. Caracterización petrofísica de tres variedades comerciales de areniscas miocenas del valle del Ebro Petrophysical characterization of three commercial varieties of miocene sandstones from the Ebro valley. *Materiales de Construcción*, **57**, 63–74.
- Cabrera, L.** 1983. *Estratigrafía y Sedimentología de Las Formaciones Lacustres Del Tránsito Oligoceno-Mioceno Del SE de La Cuenca Del Ebro*. Universidad de Barcelona, 443 pp.
- Cabrera, L. & Sáez, A.** 1987. Coal deposition in carbonate-rich shallow lacustrine systems: the Calaf and Mequinenza sequences (Oligocene, eastern Ebro Basin, NE Spain). *Journal of the Geological Society*, **144**, 451–461, doi: 10.1144/gsjgs.144.3.0451.
- Cabrera, L., Colombo, F. & Robles, S.** 1985. Sedimentation and tectonic interrelationships in the Paleogene marginal alluvial systems of the SE Ebro Basin. Transition from alluvial to shallow lacustrine environments. In: Mila, M. & Rosell, J. (eds) *Excursion Guidebook of the 6th European Regional IAS Meeting*. International Association of Sedimentologists, Lleida, 393–492.
- Cabrera, L., Arbués, P., Cuevas, J. L., Garcés, M., López-Blanco, M., Marzo, M. & Valero, L.** 2011. Integrated analysis of the depositional fill in evolving -marine to continental- forelands: Advances in the eastern Ebro basin (Eocene-Early Miocene, NE Spain). In: Arenas, C., Pomar, L. & Colombo, F. (eds) *Pre-Meeting Field Trips 28th IAS Meeting*. Sociedad Geológica de España, Zaragoza, 151–198.
- Cabrera, M., Gorchs, R., De Las Heras, F. X. C. & Cabrera, L.** 2002. Lacustrine basin dynamics and organosulphur compound origin in a carbonate rich lacustrine system

- (Late Oligocene Mequinenza Formation, SE Ebro Basin, NE Spain). *Sedimentary Geology*, **148**, 289–317, doi: 10.1016/S0037-0738(01)00223-8.
- Cain, S. A. & Mountney, N. P.** 2009. Spatial and temporal evolution of a terminal fluvial fan system: The permian organ rock formation, South-east Utah, USA. *Sedimentology*, doi: 10.1111/j.1365-3091.2009.01057.x.
- Calvet, M., Gunnell, Y. & Laumonier, B.** 2021. Denudation history and palaeogeography of the Pyrenees and their peripheral basins: an 84-million-year geomorphological perspective. *Earth-Science Reviews*, **215**, 103436, doi: 10.1016/j.earscirev.2020.103436.
- Calvo Tortajada, R.** 2016. *Implementación Del Lidar Terrestre En La Caracterización y Modelización de Análogos de Reservorios Fluviales: Desarrollo y Aplicación de Nuevas Metodologías En Afloramientos Del Abanico Fluvial de Huesca (Mioceno de La Cuenca Del Ebro)*. Universitat de Barcelona, 213 pp.
- Campos, R., Perucha, M. A. & Recreo, F.** 2007. *AGP de CO2: Selección Formaciones Favorables En La Cuenca Del Ebro.*, 124 pp.
- Canerot, J.** 1969. Observations géologiques dans la région de Montalbán, Aliaga et Alcorisa (Province de Teruel, Espagne). *Bulletin Société Géologique de France*, **7**, 854–861.
- Canerot, J.** 1974. *Recherches Géologiques Aux Confins Des Chaines Ibériques et Catalanes (Espagne)*. Madrid, 516 pp.
- Carling, P. A.** 1999. Subaqueous gravel dunes. *Journal of Sedimentary Research*, **69**, 534–545, doi: 10.2110/jsr.69.534.
- Casas Gallego, M.** 2017. *Estudio Palinológico Del Oligoceno-Mioceno Inferior de La Cuenca de As Pontes (Galicia, España)*. Universidad Autónoma de Madrid, 300 pp.
- Casas Gallego, M. & Barrón, E.** 2020. New pollen genera and species from the Oligocene of Northern Spain and a systematic, biostratigraphic and biogeographic reevaluation of coeval taxa. *Journal of Systematic Paleontology*, **18**, 1961–1994.
- Castelltort, S. & Van Den Driessche, J.** 2003. How plausible are high-frequency sediment supply-driven cycles in the stratigraphic record? *Sedimentary Geology*, **157**, 3–13, doi: 10.1016/S0037-0738(03)00066-6.
- Cavagnetto, C.** 2002. Palynoflora from the As Pontes Basin, Galicia, Spain at the transition Rupelian-Chattian (Oligocene). *Palaeontographica Abteilung B - Stuttgart*, **263**, 161.
- Cazanacli, D. & Smith, N. D.** 1998. A study of morphology and texture of natural levees-Cumberland Marshes, Saskatchewan, Canada. *Geomorphology*, **25**, 43–55, doi: 10.1016/S0169-555X(98)00032-4.
- Cecil, C. B.** 2013. An overview and interpretation of autocyclic and allocyclic processes and the accumulation of strata during the Pennsylvanian-Permian transition in the central Appalachian Basin, USA. *International Journal of Coal Geology*, **119**, 21–31, doi: 10.1016/j.coal.2013.07.012.

- CGS - IGME. 2004. *Mapa Geológico de España Hoja 469 - Alcañiz*. Madrid, 69 pp.
- Chamberlin, E. P. & Hajek, E. A.** 2015. Interpreting palaeo-avulsion dynamics from multistory sand bodies. *Journal of Sedimentary Research*, **85**, 82–94, doi: 10.2110/jsr.2015.09.
- Chamberlin, E. P. & Hajek, E. A.** 2019. Using bar preservation to constrain reworking in channel-dominated fluvial stratigraphy. *Geology*, **47**, 531–534, doi: 10.1130/G46046.1.
- Ciccioli, P. L., Marensi, S. A., Amidon, W. H., Limarino, C. O. & Kylander-Clark, A.** 2018. Alluvial to lacustrine sedimentation in an endorheic basin during the Mio-Pliocene: The Toro Negro formation, central Andes of Argentina. *Journal of South American Earth Sciences*, **84**, 69–87, doi: 10.1016/j.jsames.2018.03.011.
- CIEMAT. 2008. *Caracterización de Las Formaciones Almacén de CO2 y Sello En Condiciones Ambiente /Yacimiento En Zonas de Zaragoza y Teruel*. , 147 pp.
- Colombo, F.** 1980. *Estratigrafía y Sedimentología Del Terciario Inferior Continental de Los Catalánides*. University of Barcelona, 609 pp.
- Colombo, F.** 1986. Estratigrafía y sedimentología del Paleógeno continental del borde meridional occidental de los catalánides (Provincia de Tarragona, España). *Cuadernos de Geología Ibérica*, **10**, 55–115.
- Costa, E., Garcés, M., López-Blanco, M., Beamud, E., Gómez-Paccard, M. & Cruz Larrasoña, J.** 2010. Closing and continentalization of the South Pyrenean foreland basin (NE Spain): magnetostratigraphical constraints. *Basin Research*, **22**, 904–917.
- Covault, J. A., Romans, B. W., Graham, S. A., Fildani, A. & Hilley, G. E.** 2011. Terrestrial source to deep-sea sink sediment budgets at high and low sea levels: Insights from tectonically active Southern California. *Geology*, **39**, 619–622, doi: 10.1130/G31801.1.
- Cuadrat, J. M., Saz, M. A. & Vicente-Serrano, S. M.** 2007. La precipitación. In: *Atlas Climático de Aragón*. Diputación General de Aragón, 39–63.
- Cuevas, J. L., Arbués, P., Cabrera, L. & Marzo, M.** 2009. Anatomy and Architecture of Ephemeral, Ribbon-Like Channel-Fill Deposits of the Caspe Formation (Upper Oligocene to Lower Miocene of the Ebro Basin, Spain). In: Nichols, G. J., Williams, E. & Paola, C. (eds) *Sedimentary Processes, Environments and Basins*. Blackwell Publishing Ltd., Oxford, UK, 591–611., doi: 10.1002/9781444304411.ch24.
- Cuevas, J. L., Cabrera, L., Marcuello, A., Abues, P., Marzo, M. & Bellmunt, F.** 2010. Exhumed channel sandstone networks within fluvial fan deposits from the Oligo-Miocene Caspe Formation, South-east Ebro Basin (North-east Spain). *Sedimentology*, **57**, 162–189, doi: 10.1111/j.1365-3091.2009.01096.x.
- Curry, M. E., van der Beek, P., Huisman, R. S., Wolf, S. G. & Muñoz, J. A.** 2019. Evolving paleotopography and lithospheric flexure of the Pyrenean Orogen from 3D flexural modeling and basin analysis. *Earth and Planetary Science Letters*, **515**, 26–37, doi: 10.1016/j.epsl.2019.03.009.
- David Knighton, A. & Nanson, G. C.** 1993. Anastomosis and the continuum of channel

- pattern. *Earth Surface Processes and Landforms*, **18**, 613–625, doi: 10.1002/esp.3290180705.
- Davidson, S. K. & North, C. P.** 2009. Geomorphological regional curves for prediction of the drainage area and screening modern analogues for rivers in the rock record. *Journal of Sedimentary Research*, **79**, 773–792, doi: 10.2110/jsr.2009.080.
- Davidson, S. K., Hartley, A. J., Weissmann, G. S., Nichols, G. J. & Scuderi, L. A.** 2013. Geomorphic elements on modern distributive fluvial systems. *Geomorphology*, **180–181**, 82–95, doi: 10.1016/j.geomorph.2012.09.008.
- Davis, J. C.** 2002. *Statistics and Data Analysis in Geology*. 3rd editio. John Wiley & Sons, 638 pp.
- Densmore, A. L., Allen, P. A. & Simpson, G.** 2007. Development and response of a coupled catchment fan system under changing tectonic and climatic forcing. *Journal of Geophysical Research: Earth Surface*, **112**, 1–16, doi: 10.1029/2006JF000474.
- DiBiase, R. A., Limaye, A. B., Scheingross, J. S., Fischer, W. W. & Lamb, M. P.** 2013. Deltaic deposits at Aeolis Dorsa: Sedimentary evidence for a standing body of water on the northern plains of Mars. *Journal of Geophysical Research: Planets*, **118**, 1285–1302, doi: 10.1002/jgre.20100.
- Dreyer, T.** 1993. Quantified Fluvial Architecture in Ephemeral Stream Deposits of the Esplugafreda Formation (Palaeocene), Tremp-Graus Basin, Northern Spain. In: *Alluvial Sedimentation*. Blackwell Publishing Ltd., Oxford, UK, 337–362., doi: 10.1002/9781444303995.ch23.
- Eldrett, J. S., Greenwood, D. R., Harding, I. C. & Huber, M.** 2009. Increased seasonality through the Eocene to Oligocene transition in northern high latitudes. *Nature*, **459**, 969–973, doi: 10.1038/nature08069.
- Feist, M., Anadón, P., Cabrera, L., Choi, S. J., Colombo, F. & Sáez, M.** 1994. *Upper Eocene - Lowermost Miocene Charophyte Succession in the Ebro Basin (Spain). Contribution to the Charophyte Biozonation in Western Europe.* , 1–32 pp., doi: 10.1127/nos/30/1994/1.
- Field, J.** 2001. Channel avulsion on alluvial fans in Southern Arizona. *Geomorphology*, **37**, 93–104.
- Fielding, C. R.** 2006. Upper flow regime sheets, lenses and scour fills: Extending the range of architectural elements for fluvial sediment bodies. *Sedimentary Geology*, **190**, 227–240, doi: 10.1016/j.sedgeo.2006.05.009.
- Fielding, C. R., Alexander, J. & Allen, J. P.** 2018. The role of discharge variability in the formation and preservation of alluvial sediment bodies. *Sedimentary Geology*, **365**, 1–20, doi: 10.1016/j.sedgeo.2017.12.022.
- Fisher, J. A. & Nichols, G. J.** 2013. Interpreting the stratigraphic architecture of fluvial systems in internally drained basins. *Journal of the Geological Society*, **170**, 57–65, doi: 10.1144/jgs2011-134.
- Fitzgerald, P. G., Muñoz, J. A., Coney, P. J. & Baldwin, S. L.** 1999. Asymmetric exhumation across the Pyrenean orogen: Implications for the tectonic evolution of a

- collisional orogen. *Earth and Planetary Science Letters*, **173**, 157–170, doi: 10.1016/S0012-821X(99)00225-3.
- Flores, R. M. & Hanley, J. H.** 1984. Anastomosed and Associated Coal-Bearing Fluvial Deposits: Upper Tongue River Member, Palaeocene Fort Union Formation, Northern Powder River Basin, Wyoming, U.S.A. In: *Sedimentology of Coal and Coal-Bearing Sequences*. 85–103., doi: 10.1002/9781444303797.ch5.
- Foix, N., Allard, J. O., Paredes, J. M. & Giacosa, R. E.** 2012. Fluvial styles, palaeohydrology and modern analogues of an exhumed, Cretaceous fluvial system: Cerro Barcino Formation, Cañadón Asfalto Basin, Argentina. *Cretaceous Research*, doi: 10.1016/j.cretres.2011.11.010.
- Frauenfeld, O. W.** 2003. Northern Hemisphere circumpolar vortex trends and climate change implications. *Journal of Geophysical Research*, **108**, 4423, doi: 10.1029/2002JD002958.
- Friend, P. F.** 1989. Space and time analysis of river systems, illustrated by Miocene systems of the Northern Ebro basin in Aragon, Spain. *Revista de la Sociedad Geológica de España*, **2**, 55–64.
- Friend, P. F., Slater, M. J. & Williams, R. C.** 1979. Vertical and lateral building of river sandstone bodies, Ebro Basin, Spain. *Journal of the Geological Society*, **136**, 39–46, doi: 10.1144/gsjgs.136.1.0039.
- Friend, P. F., Hirst, J. P. P. & Nichols, G. J.** 1986. Sandstone-body structure and river process in the Ebro Basin of Aragon, Spain. *Cuadernos de Geología Ibérica*, **10**, 9–30.
- Friend, P. F., Brazier, S. A., Cabrera, L., Feistner, K. W. A. & Shaw, J.** 1989. Magnetic reversal stratigraphy in the Oligocene succession of the Ebro Basin, Northern Spain. *Cuadernos de Geología Ibérica*, **12**, 121–130.
- Ganti, V., Whittaker, A. C., Lamb, M. P. & Fischer, W. W.** 2019. Low-gradient, single-threaded rivers prior to greening of the continents. *Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America*, **116**, 11652–11657, doi: 10.1073/pnas.1901642116.
- Garcés, M. & Beamud, E.** 2016. Fundamentos Conceptuales y Didácticos La Magnetoestratigrafía y la Escala del Tiempo magnético terrestre. *Enseñanza de las Ciencias de la Tierra*, **24**, 282–293.
- Garcés, M., Parés, J. M. & Cabrera, L.** 1996. Inclination error linked to sedimentary facies in Miocene detrital sequences from the Vallès-Penedès Basin (NE Spain). *Geological Society, London, Special Publications*, **105**, 91–99, doi: 10.1144/GSL.SP.1996.105.01.08.
- Garcés, M., Cabrera, L., Roca, E. & Gratacós, O.** 2008. Comment on “The diachroneity of alluvial-fan lithostratigraphy? A test case from southeastern Ebro basin magnetostratigraphy” by N. Swanson-Hysell and D. L. Barbeau, Jr. *Earth and Planetary Science Letters*, **275**, 181–186, doi: 10.1016/j.epsl.2008.07.024.
- Garcés, M., López-Blanco, M., Valero, L., Beamud, E., Muñoz, J. A., Oliva-Urcia,**

- B., Vinyoles, A., Arbués, P., Cabello, P. & Cabrera, L.** 2020a. Paleogeographic and sedimentary evolution of the south-pyrenean foreland basin. *Marine and Petroleum Geology*, **113**, 104105, doi: 10.1016/j.marpetgeo.2019.104105.
- Garcés, M., López-Blanco, M., Valero, L., Beamud, E., Muñoz, J. A., Oliva-Urcia, B., Vinyoles, A., Arbués, P., Cabello, P. & Cabrera, L.** 2020b. Paleogeographic and sedimentary evolution of the south-pyrenean foreland basin. *Marine and Petroleum Geology*, **113**, doi: 10.1016/j.marpetgeo.2019.104105.
- García-Castellanos, D., Vergés, J., Gaspar-Escribano, J. & Cloetingh, S.** 2003. Interplay between tectonics, climate, and fluvial transport during the Cenozoic evolution of the Ebro Basin (NE Iberia). *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, **108**, doi: 10.1029/2002JB002073.
- Garrido-Megias, A.** 1982. Introducción al análisis tectosedimentario: aplicación al estudio dinámico de cuencas. *Actas del V Cpngreso Latinoamericano de Geología*, 385–402.
- Garrido Megias, 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)*. Universidad de Granada, 395 pp.
- Gaspar-Escribano, J. M., García-Castellanos, D., Roca, E. & Cloetingh, E.** 2004. Cenozoic vertical motions of the Catalan Coastal Ranges (NE Spain): The role of tectonics, isostasy, and surface transport. *Tectonics*, **23**, 1–18, doi: 10.1029/2003TC001511.
- Gibling, M. R.** 2006. Width and Thickness of Fluvial Channel Bodies and Valley Fills in the Geological Record: A Literature Compilation and Classification. *Journal of Sedimentary Research*, **76**, 731–770, doi: 10.2110/jsr.2006.060.
- Gibling, M. R. & Rust, B. R.** 1990. Ribbon sandstones in the Pennsylvanian Waddens Cove Formation, Sydney Basin, Atlantic Canada: the influence of siliceous duricrusts on channel-body geometry. *Sedimentology*, **37**, 45–66, doi: 10.1111/j.1365-3091.1990.tb01982.x.
- Gibling, M. R., Nanson, G. C. & Maroulis, J. C.** 1998. Anastomosing river sedimentation in the Channel Country of central Australia. *Sedimentology*, **45**, 595–619, doi: 10.1046/j.1365-3091.1998.00163.x.
- Gomis Coll, E., Pares, J. M. & Cabrera, L.** 1997. Nuevos datos magnetoestratigráficos del tránsito Oligoceno-Mioceno en el sector SE de la Cuenca del Ebro (provincias de Lleida, Zaragoza y Huesca, NE de España). *Acta Geologica Hispanica*, **32**, 185–199.
- González-Bonorino, G., Colombo, F. & Abascal, L.** 2010. Architecture of an Oligocene fluvial ribbon sandstone in the Ebro Basin, North-eastern Spain. *Sedimentology*, **57**, 845–856, doi: 10.1111/j.1365-3091.2009.01122.x.
- González, A.** 1989. *Análisis Tectosedimentario Del Terciario Del Borde SE de La Depresión Del Ebro (Sector Bajoaragonés) y Cubetas Ibéricas Marginales*. Universidad de Zaragoza, 507 pp.

- González, A. & Guimerà, J.** 1993. Sedimentación sintectónica en una cuenca transportada sobre una lámina de cabalgamiento: la cubeta terciaria de Aliaga. *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 151–165.
- González, A. & Guimerà, J.** 1997. Marco estructural de la sedimentación durante el mioceno inferior en el extremo meridional de la Cuenca del Ebro. *In: Calvo, J. P. & Morales, J. (eds) Avances En El Conocimiento Del Terciario Ibérico*. Universidad Complutense de Madrid, Fac. de Ciencias Geológicas. CSIC, Museo Nac. de Ciencias Naturales, Madrid, 97–100.
- González, A., Pardo, G. & Villena, J.** 1991. Análisis tectosedimentario de la cubeta de Berge (provincia de Teruel). *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 361–369.
- González, A., Guimerà, J. & Luzón, A.** 1994. El anticlinal de La Ginebrosa (2º dia). *In: Relaciones Tectónica Sedimentación En La Zona de Enlace y Borde Sureste de La Depresión Del Ebro*. II Congreso español del Terciario, Jaca, 59–85.
- González, A., Guimerà, J. & Luzón, A.** 1998. Edad Oligoceno superior - Mioceno inferior para las superficies de erosión conservadas en el flanco SW de la cubeta de Bordón. (Provincia de Teruel, España). *Geogaceta*, **24**, 155–158.
- Goudge, T. A., Mohrig, D., Cardenas, B. T., Hughes, C. M. & Fassett, C. I.** 2018. Stratigraphy and paleohydrology of delta channel deposits, Jezero crater, Mars. *Icarus*, **301**, 58–75, doi: 10.1016/j.icarus.2017.09.034.
- Gradstein, F. M., Ogg, J. G. & Smith, A. G.** 2004. *A Geologic Time Scale*. Cambridge University Press pp.
- Gradstein, F. M., Ogg, J. G. & Smith, A. G.** 2005. *A Geologic Time Scale 2004*. Gradstein, F. M., Ogg, J. G. & Smith, A. G. (eds). Cambridge University Press, i–viii pp., doi: 10.1017/CBO9780511536045.
- Gradstein, F. M., Ogg, J., Schmitz, M. & Ogg, G.** 2020. *The Geologic Time Scale 2020*. Elsevier, 1176 pp.
- Gual i Ortí, V. & Forner i Valls, E.** 2013. Sobre Vidaliella gerundensis (Vidal, 1883) del Paleogen de Vallibona (els Ports). *Nemus: revista de l'Ateneu de Natura*, **3**, 81–92.
- Guimerà, J.** 1988. *Estudi Estructural de l'enllaç Entre La Serralada Ibèrica i La Serralada Costanera Catalana*. Universitat de Barcelona, 600 pp.
- Guimerà, J.** 2018. Structure of an intraplate fold-and-thrust belt- The Iberian Chain. A synthesis. *Geologica Acta*, **16**, 427–438, doi: 10.1344/GeologicaActa2018.16.4.6.
- Guimerà, J. & González, A.** 1998. El relieve de la Cadena Iberica como un producto de la compresion alpina. *Geogaceta*, **23**, 163–166.
- Guimerà, J. & Liesa Carrera, C. L.** 2013. La Orogenia Alpina en la Cordillera Ibérica. *In: Simón Gómez, J. L. & Liesa Carrera, C. (eds) XLVII Curso de Geología Práctica*. Teruel, 9.
- Guimerà, J. & Salas, R.** 1996. Rasgos estructurales principales de a cuenca cretácica inferior del Maestrazgo (Cordillera Ibérica oriental). *Geogaceta*, **20**, 1704–1706.

- Guimerà, J. & Salas, R.** 2010. Origin and preservation of the late contractional relief of an intraplate thrust-belt: the NE Iberian Chain (Iberian Peninsula).
- Hack, J. T., Seaton, F. A. & Nolan, T. B.** 1957. *Studies of Longitudinal Stream Profiles in Virginia and Maryland.*
- Hajek, E. A. & Straub, K. M.** 2017. Autogenic Sedimentation in Clastic Stratigraphy. *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.*, **45**, 681–709, doi: 10.1146/annurev-earth-063016.
- Hamer, J. M. M., Sheldon, N. D., Nichols, G. J. & Collinson, M. E.** 2007. Late Oligocene-Early Miocene paleosols of distal fluvial systems, Ebro Basin, Spain. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **247**, 220–235, doi: 10.1016/j.palaeo.2006.10.016.
- Hamilton, P. B., Strom, K. & Hoyal, D. C. J. D.** 2013. Autogenic incision-backfilling cycles and lobe formation during the growth of alluvial fans with supercritical distributaries. *Sedimentology*, **60**, 1498–1525, doi: 10.1111/sed.12046.
- Hansen, J., Sato, M., Russell, G. & Kharecha, P.** 2013. Climate sensitivity, sea level and atmospheric carbon dioxide. *Philosophical Transactions of the Royal Society A: Mathematical, Physical and Engineering Sciences*, **371**, doi: 10.1098/rsta.2012.0294.
- Hartley, A. J., Weissmann, G. S., Nichols, G. J. & Warwick, G. L.** 2010. Large Distributive Fluvial Systems: Characteristics, Distribution, and Controls on Development. *Journal of Sedimentary Research*, **80**, 167–183, doi: 10.2110/jsr.2010.016.
- Hasiotis, S. T.** 2002. *Continental Trace Fossils*. SEPM Society for Sedimentary Geology, 132 pp., doi: 10.2110/scn.06.51.
- Hasiotis, S. T.** 2003. Complex ichnofossils of solitary and social soil organisms: Understanding their evolution and roles in terrestrial paleoecosystems. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **192**, 259–320, doi: 10.1016/S0031-0182(02)00689-2.
- Hasiotis, S. T.** 2004. Reconnaissance of Upper Jurassic Morrison Formation ichnofossils, Rocky Mountain Region, USA: Paleoenvironmental, stratigraphic, and paleoclimatic significance of terrestrial and freshwater ichnocoenoses. *Sedimentary Geology*, **167**, 177–268, doi: 10.1016/j.sedgeo.2004.01.006.
- Hasiotis, S. T.** 2007. Continental Ichnology: Fundamental Processes and Controls on Trace Fossil Distribution. In: *Trace Fossils: Concepts, Problems, Prospects*. Elsevier B.V., 268–284., doi: 10.1016/B978-0-444-52949-7.50142-X.
- Hasiotis, S. T., Kraus, M. J. & Demko, T. M.** 2007. Climatic Controls on Continental Trace Fossils. In: *Trace Fossils*. 172–195., doi: 10.1016/B978-044452949-7/50137-6.
- Hayden, A. T., Lamb, M. P., Myrow, P., Mohrig, D., Williams, R. M. E., Cuevas, J. L., Cardenas, B. T., Findlay, C. P., Ewing, R. C. & McElroy, B. J.** 2021. The Oligocene-Miocene Guadalupe-Matarranya Fan, Spain, as an Analog for Long-Lived, Ridge-Bearing Megafans on Mars. *Journal of Geophysical Research*:

- Planets*, **004**, doi: 10.1029/2021JE006993.
- Heller, P. L. & Paola, C.** 1992. The large-scale dynamics of grain-size variation in alluvial basins, 2: Application to syntectonic conglomerate. *Basin Research*, **4**, 91–102, doi: 10.1111/j.1365-2117.1992.tb00146.x.
- Herbert, C. M. & Alexander, J.** 2018. Bottomset Architecture Formed In the Troughs of Dunes and Unit Bars. *Journal of Sedimentary Research*, **88**, 522–553, doi: 10.2110/jsr.2018.28.
- Herbert, C. M., Alexander, J. & de Álvaro, M. J. M.** 2015. Back-flow ripples in troughs downstream of unit bars: Formation, preservation and value for interpreting flow conditions. *Sedimentology*, **62**, 1814–1836, doi: 10.1111/sed.12203.
- Herbert, C. M., Alexander, J., Amos, K. J. & Fielding, C. R.** 2020. Unit bar architecture in a highly-variable fluvial discharge regime: Examples from the Burdekin River, Australia. *Sedimentology*, **67**, 576–605, doi: 10.1111/sed.12655.
- Hilgen, F. J., Hinnov, L. A., Abdul Aziz, H., Abels, H. A., Batenburg, S., Billups, K., de Boer, B., Hüsing, S. K., Kuiper, K. F., Lourens, L. J., Rivera, T., Tuenter, E., Van de Wal, R. S. W., Wotzlaw, J. F. & Zeeden, C.** 2015. Stratigraphic continuity and fragmentary sedimentation: The success of cyclostratigraphy as part of integrated stratigraphy. *Geological Society Special Publication*, **404**, 157–197, doi: 10.1144/SP404.12.
- Holbrook, J. & Wanas, H.** 2014. A fulcrum approach to assessing source-to-sink mass balance using channel paleohydrologic parameters derivable from common fluvial data sets with an example from the Cretaceous of Egypt. *Journal of Sedimentary Research*, **84**, 349–372, doi: 10.2110/jsr.2014.29.
- Holbrook, J., Scott, R. W. & Oboh-Ikuenobe, F. E.** 2006. Base-Level Buffers and Buttresses: A Model for Upstream Versus Downstream Control on Fluvial Geometry and Architecture Within Sequences. *Journal of Sedimentary Research*, **76**, 162–174, doi: 10.2110/jsr.2005.10.
- Huerta, P., Armenteros, I. & Silva, P. G.** 2011. Large-scale architecture in non-marine basins: The response to the interplay between accommodation space and sediment supply. *Sedimentology*, **58**, 1716–1736, doi: 10.1111/j.1365-3091.2011.01231.x.
- Hughes, C. M., Cardenas, B. T., Goudge, T. A. & Mohrig, D.** 2019. Deltaic deposits indicative of a paleo-coastline at Aeolis Dorsa, Mars. *Icarus*, **317**, 442–453, doi: 10.1016/j.icarus.2018.08.009.
- Hutchinson, D. K., Coxall, H. K., Lunt, D. J., Steinthorsdottir, M., De Boer, A. M., Baatsen, M., Von Der Heydt, A., Huber, M., Kennedy-Asser, A. T., Kunzmann, L., Ladant, J. B., Lear, C. H., Moraweck, K., Pearson, P. N., Piga, E., Pound, M. J., Salzmann, U., Scher, H. D., Sijp, W. P., Ā liwińska, K. K., Wilson, P. A. & Zhang, Z.** 2021. The Eocene-Oligocene transition: A review of marine and terrestrial proxy data, models and model-data comparisons. *Climate of the Past*, **17**, 269–315, doi: 10.5194/cp-17-269-2021.
- Ibáñez Marcellán, M. J.** 1976. *El Piedemonte Ibérico Bajoaragonés. Estudio Geomorfológico*. Consejo Superior de Investigaciones Científicas, 515 pp.

- IGME-Gessal.** 2010a. *Catálogo Estructuras Almacén CO2*.
- IGME-Gessal.** 2010b. *Estructura Push-Up Caspe*. , 1 pp.
- IGME-Gessal.** 2010c. *Selección y Caracterización de Áreas y Estructuras Favorables Para El Almacenamiento Geológico de CO2 En España*. , 2010 pp.
- IGME-Gessal.** 2010d. *Zona Enlace Almacen CO2*. , 1 pp.
- IGME.** 1997. *Memoria MAGNA Hoja de Caspe*. Madrid, 58 pp.
- Izquierdo-Llavall, E., Ayala, C., Pueyo, E. L., Casas-Sainz, A. M., Oliva-Urcia, B., Rubio, F., Rodríguez-Pintó, A., Rey-Moral, C., Mediato, J. F. & García-Crespo, J.** 2019. Basement-Cover Relationships and Their Along-Strike Changes in the Linking Zone (Iberian Range, Spain): A Combined Structural and Gravimetric Study. *Tectonics*, **38**, 2934–2960, doi: 10.1029/2018TC005422.
- Jerolmack, D. J.** 2006. *Modeling the Dynamics and Depositional Patterns of Sandy Rivers*. Massachusetts Institute of Technology, 215 pp.
- Jerolmack, D. J. & Mohrig, D.** 2007. Conditions for branching in depositional rivers. *Geology*, **35**, 463–466, doi: 10.1130/G23308A.1.
- Jerolmack, D. J. & Paola, C.** 2010. Shredding of environmental signals by sediment transport. *Geophysical Research Letters*, **37**, doi: 10.1029/2010GL044638.
- Jobe, Z. R., Howes, N. C. & Auchter, N. C.** 2016. Comparing submarine and fluvial channel kinematics: Implications for stratigraphic architecture. *Geology*, **44**, 931–934, doi: 10.1130/G38158.1.
- Jobe, Z. R., Howes, N. C., Straub, K. M., Cai, D., Deng, H., Laugier, F. J., Pettinga, L. A. & Shumaker, L. E.** 2020. Comparing Aggradation, Superelevation, and Avulsion Frequency of Submarine and Fluvial Channels. *Frontiers in Earth Science*, **8**, doi: 10.3389/feart.2020.00053.
- Jones, L. S. & Gustason, E. R.** 2006. Dinosaurs as Possible Avulsion Enablers in the Upper Jurassic Morrison Formation, East-Central Utah. *Ichnos*, **13**, 31–41, doi: 10.1080/10420940500516370.
- Jones, L. S. & Schumm, S. A.** 1999. Causes of Avulsion: An Overview. *In: Fluvial Sedimentology VI*. Blackwell Publishing Ltd., Oxford, UK, 169–178., doi: 10.1002/9781444304213.ch13.
- Jones, M. A., Heller, P. L., Roca, E., Garcés, M. & Cabrera, L.** 2004. Time lag of syntectonic sedimentation across an alluvial basin: Theory and example from the Ebro Basin, Spain. *Basin Research*, **16**, 467–488, doi: 10.1111/j.1365-2117.2004.00244.X.
- Kelly, S. B. & Olsen, H.** 1993. Terminal fans—a review with reference to Devonian examples. *Sedimentary Geology*, **85**, 339–374, doi: 10.1016/0037-0738(93)90092-J.
- Kirschbaum, M. A. & McCabe, P. J.** 1992. Controls on the accumulation of coal and on the development of anastomosed fluvial systems in the Cretaceous Dakota

- Formation of southern Utah. *Sedimentology*, **39**, 581–598, doi: 10.1111/j.1365-3091.1992.tb02138.x.
- Klimowitz, J.** 1992. Estratigrafía y disposición estructural del Terciario Inferior en el subsuelo del sector central de la Cuenca del Ebro. *Acta Geologica Hispanica*, **27**, 117–125.
- Knighton, A. D. & Nanson, G. C.** 1994. Flow transmission along an arid zone anastomosing river, Cooper Creek, Australia. *Hydrological Processes*, **8**, 137–154, doi: 10.1002/hyp.3360080205.
- Koymans, M. R., Langereis, C. G., Pastor-Galán, D. & van Hinsbergen, D. J. J.** 2016. Paleomagnetism.org: An online multi-platform open source environment for paleomagnetic data analysis. *Computers & Geosciences*, **93**, 127–137, doi: 10.1016/j.cageo.2016.05.007.
- Kraus, M. J. & Davies-Vollum, K. S.** 2004. Mudrock-dominated fills formed in avulsion splay channels: Examples from the Willwood Formation, Wyoming. *Sedimentology*, **51**, 1127–1144, doi: 10.1111/j.1365-3091.2004.00664.x.
- Kraus, M. J. & Wells, T. M.** 1999. Recognizing Avulsion Deposits in the Ancient Stratigraphical Record. In: *Fluvial Sedimentology VI*. Blackwell Publishing Ltd., Oxford, UK, 251–268., doi: 10.1002/9781444304213.ch19.
- Lamb, M. P., Grotzinger, J. P., Southard, J. B. & Tosca, N. J.** 2012. Were Aqueous Ripples on Mars Formed by Flowing Brines? In: *Sedimentary Geology of Mars*. SEPM (Society for Sedimentary Geology), 139–150., doi: 10.2110/pec.12.102.0139.
- Laskar, J., Robutel, P., Joutel, F., Gastineau, M., Correia, A. C. M. & Levrard, B.** 2004. A long-term numerical solution for the insolation quantities of the Earth. *Astronomy and Astrophysics*, **428**, 261–285, doi: 10.1051/0004-6361:20041335.
- Leopold, L. B., Wolman, G. M. & Miller, J. P.** 1964. *Fluvial Processes in Geomorphology*. New York, 522 pp.
- López-Blanco, M., Garcés, M., Barberà, X. & Cabrera, L.** 2006. Magnetoestratigrafía de la sección de Vilanova de Prades y su implicación en la datación de las estructuras de las cadenas costeras catalanas (Paleógeno, márgenes de la Cuenca del Ebro). *Geo-Temas*, **9**, 140–144.
- López Olmedo, F., Palacio Suárez, J., Dávila Ruiz, M., Luis López, F., García Rojo, E., Martínez Cano, M., Pérez Ruiz, J., García-Brazales Gómez, R. & Monzón Lara, P.** 2022. GEODE. Mapa Geológico Digital continuo de España. World Wide Web Address: <http://info.igme.es/cartografiadigital/geologica/geodezona.aspx?Id=Z1700>.
- Lunt, I. A., Bridge, J. S. & Tye, R. S.** 2004. A quantitative, three-dimensional depositional model of gravelly braided rivers. *Sedimentology*, **51**, 377–414, doi: 10.1111/j.1365-3091.2004.00627.x.
- Luzón, A.** 1994. *Los Materiales Del Tránsito Oligoceno-Mioceno Del Sector Centro-Oriental de La Depresión Del Ebro: Análisis Estratigráfico e Interpretación*

- Evolutiva*. Universidad de Zaragoza, 259 pp.
- Luzón, A.** 2005. Oligocene-Miocene alluvial sedimentation in the northern Ebro Basin, NE Spain: Tectonic control and palaeogeographical evolution. *Sedimentary Geology*, **177**, 19–39, doi: 10.1016/j.sedgeo.2005.01.013.
- Luzón, A., González, A., Muñoz, J. A. & 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, doi: 10.1023/A:1021675227754.
- Makaske, B.** 2001. Anastomosing rivers: a review of their classification, origin and sedimentary products. *Earth-Science Reviews*, **53**, 149–196, doi: 10.1016/S0012-8252(00)00038-6.
- Makaske, B., Smith, D. G., Berendsen, H. J. A., de Boer, A. G., van Nielen-Kiezebrink, M. F. & Locking, T.** 2009. Hydraulic and sedimentary processes causing anastomosing morphology of the upper Columbia River, British Columbia, Canada. *Geomorphology*, **111**, 194–205, doi: 10.1016/j.geomorph.2009.04.019.
- Makaske, B., Lavooi, E., de Haas, T., Kleinhans, M. G. & Smith, D. G.** 2017. Upstream control of river anastomosis by sediment overloading, upper Columbia River, British Columbia, Canada Manville, V. (ed.). *Sedimentology*, doi: 10.1111/sed.12361.
- Martín-Closas, C. & Ramos, E.** 2005. Palaeogene charophytes of the Balearic Islands (Spain). *Geologica Acta*, **3**, 39–58, doi: 10.1344/105.000001413.
- Martínez Abad, J. L. & Querol Muller, R.** 1990. *Geología Del Subsuelo de España*.
- Marzo, M., Nijman, W. & Puigdefabregas, C.** 1988. Architecture of the Castissent fluvial sheet sandstones, Eocene, South Pyrenees, Spain. *Sedimentology*, **35**, 719–738, doi: 10.1111/j.1365-3091.1988.tb01247.x.
- Mediato, J. F., García-crespo, J., Izquierdo, E., García-lobón, J. L., Ayala, C., Pueyo, E. L. & Molinero, R.** 2017. Three-dimensional reconstruction of the Caspe geological structure (Spain) for evaluation as a potential CO 2 storage site . *Energy Procedia*, **00**, 14–18.
- Mellere, D. & Marzo, M.** 1992. Los depósitos aluviales sintectónicos de la Poble de Segur: alogrupos y su significado tectonoestratigráfico. *Acta Geol. Hispánica, Volum homenatge a Oriol Riba.*, **27**, 145–159.
- Miall, A.** 1985. Architectural-element analysis: A new method of facies analysis applied to fluvial deposits. *Earth Science Reviews*, **22**, 261–308.
- Miall, A.** 2014. The Facies and Architecture of Fluvial Systems. In: *Fluvial Depositional Systems*. 9–68., doi: 10.1007/978-3-319-00666-6_2.
- Miall, A.** 2016. *Stratigraphy : A Modern Synthesis* . Springer, Berlin [etc pp.
- Mjøs, R., Walderhaug, O. & Prestholm, E.** 1993. Crevasse Splay Sandstone Geometries in the Middle Jurassic Ravenscar Group of Yorkshire, UK. In: *Alluvial Sedimentation*. Blackwell Publishing Ltd., Oxford, UK, 167–184., doi:

- 10.1002/9781444303995.ch13.
- Mohrig, D., Heller, P. L., Paola, C. & Lyons, W. J.** 2000. Interpreting avulsion process from ancient alluvial sequences: Guadalupe-Matarranya system (northern Spain) and Wasatch Formation (western Colorado). *GSA Bulletin*, **112**, 1787–1803.
- Muñoz, A., Arenas, C., González, A., Luzón, A., Pardo, G., Pérez, A. & Villena, J.** 2002. Ebro Basin (northeastern Spain). In: Gibbons, W. & Moreno, T. (eds) *The Geology of Spain*. The Geological Society of London, 301–309.
- Nadon, G. C.** 1994. The genesis and recognition of anastomosed fluvial deposits: data from the St. Mary River Formation, Southwestern Alberta, Canada. *JOURNAL OF SEDIMENTARY RESEARCH*, **64B**, 451–463.
- Nanson, G. C. & David Knighton, A.** 1996. Anabranching rivers: Their cause, character and classification. *Earth Surface Processes and Landforms*, **21**, 217–239, doi: 10.1002/(SICI)1096-9837(199603)21:3<217::AID-ESP611>3.0.CO;2-U.
- Nebot Miralles, M.** 2016. *Mesozoic Extension and Cenozoic Contraction in the Eastern Iberian Chain (Maestrat Basin) Mesozoic Extension and Cenozoic Contraction in the Eastern Iberian Chain (Maestrat Basin) Tectònica Extensiva Mesozoica i Contractiva Cenozoica a La Cadena Ibèri*. Barcelona, 173 pp.
- Nebot Miralles, M. & Guimerà, J.** 2018. Kinematic evolution of a fold-and-thrust belt developed during basin inversion: the Mesozoic Maestrat basin, E Iberian Chain. *Geological Magazine*, **155**, 630–640, doi: 10.1017/S001675681600090X.
- Nemec, W.** 2009. What is a hyperconcentrated flow? In: *Annual Meeting of the International Association of Sedimentologists*. Alghero.
- Nichols, G. J. & Fisher, J. A.** 2007. Processes, facies and architecture of fluvial distributary system deposits. *Sedimentary Geology*, **195**, 75–90, doi: 10.1016/j.sedgeo.2006.07.004.
- Ogg, James G., Ogg, G. M. & Gradstein, F. M.** 2016. *A Concise Geologic Time Scale*. , iii pp., doi: 10.1016/b978-0-444-59467-9.01001-3.
- Ogg, James G., Ogg, G. M. & Gradstein, F. M.** 2016. *A Concise Geologic Time Scale*. Elsevier pp., doi: 10.1016/C2009-0-64442-1.
- Oliva-Urcia, B., Beamud, E., Arenas, C., Pueyo, E. L., Garcés, M., Soto, R., Valero, L. & Pérez-Rivarés, F. J.** 2019. Dating the northern deposits of the Ebro foreland basin; implications for the kinematics of the SW Pyrenean front. *Tectonophysics*, **765**, 11–34, doi: 10.1016/j.tecto.2019.05.007.
- Owen, A., Nichols, G. J., Hartley, A. J. & Weissmann, G. S.** 2017. Vertical trends within the prograding Salt Wash distributive fluvial system, SW United States. *Basin Research*, **29**, 64–80, doi: 10.1111/bre.12165.
- Pain, C. F. & Oilier, C. D.** 1995. Inversion of relief — a component of landscape evolution. *Geomorphology*, **12**, 151–165, doi: 10.1016/0169-555X(94)00084-5.
- Paola, C., Heller, P. L. & Angevine, C. L.** 1992. The large-scale dynamics of grain-size variation in alluvial basins, 1: Theory. *Basin Research*, **4**, 73–90, doi:

10.1111/j.1365-2117.1992.tb00145.x.

- Paola, C., Ganti, V., Mohrig, D., Runkel, A. C. & Straub, K. M.** 2018. Time Not Our Time: Physical Controls on the Preservation and Measurement of Geologic Time. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, **46**, 409–438, doi: 10.1146/annurev-earth-082517-010129.
- Pardo, G., Villena, J. & A., G.** 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**, 199–221.
- Pardo, G., Arenas, C., González, A., Luzón, A., Muñoz, A., Pérez, A., Pérez-Rivarés, F. J., Vázquez-Urbez, M. & Villena, J.** 2004. La Cuenca del Ebro. In: *Geología de España*. SGE--IGME, Madrid, 533–543.
- Paredes, J. M., Foix, N., Allard, J. O., Valle, M. N. & Giordano, S. R.** 2018. Complex alluvial architecture, paleohydraulics and controls of a multichannel fluvial system: Bajo Barreal Formation (Upper Cretaceous) in the Cerro Ballena anticline, Golfo San Jorge Basin, Patagonia. *Journal of South American Earth Sciences*, **85**, 168–190, doi: 10.1016/j.jsames.2018.05.007.
- Pérez-Rivarés, F. J., Garcés, M., Arenas, C. & Pardo, G.** 2004. Magnetostratigraphy of the Miocene continental deposits of the Montes de Castejón (central Ebro Basin, Spain). *Geologica Acta*, **2**, 221–234.
- Pérez-Rivarés, F. J., Arenas, C., Pardo, G. & Garcés, M.** 2018. Temporal aspects of genetic stratigraphic units in continental sedimentary basins: Examples from the Ebro basin, Spain. *Earth-Science Reviews*, **178**, 136–153, doi: 10.1016/j.earscirev.2018.01.019.
- Pierson, T. C.** 2005. Hyperconcentrated flow — transitional process between water flow and debris flow. In: Jakob, M. & Hungr, O. (eds) *Debris-Flow Hazards and Related Phenomena*. Springer Berlin Heidelberg, Berlin, Heidelberg, 159–202., doi: 10.1007/3-540-27129-5_8.
- Plaziat, J. C.** 1973. Vidaliella gerundensis (VIDAL) et les autres bulimoïdes de l'Eocène du Nord de l'Espagne et du Sud de la France. *Paleobiologie Continentale*, **IV**.
- Plink-Björklund, P.** 2015. Morphodynamics of rivers strongly affected by monsoon precipitation: Review of depositional style and forcing factors. *Sedimentary Geology*, **323**, 110–147, doi: 10.1016/j.sedgeo.2015.04.004.
- Poblete, F., Dupont-Nivet, G., Licht, A., van Hinsbergen, D. J. J., Roperch, P., Mihalynuk, M. G., Johnston, S. T., Guillocheau, F., Baby, G., Fluteau, F., Robin, C., van der Linden, T. J. M., Ruiz, D. & Baatsen, M. L. J.** 2021. Towards interactive global paleogeographic maps, new reconstructions at 60, 40 and 20 Ma. *Earth-Science Reviews*, **214**, 103508, doi: 10.1016/j.earscirev.2021.103508.
- Puigdefabregas, C., Muñoz, J. A. & Marzo, M.** 1986. Thrust belt development in the eastern Pyrenees and related depositional sequences in the southern foreland basin. In: Allen, P. A. & Homewood, P. (eds) *Foreland Basins*. International Association of Sedimentologists, 229–246.

- Quirantes, J.** 1978. *Estudio Sedimentológico y Estratigráfico Del Terciario Continental de Los Monegros*. CSIC (ed.). Instituto Fernando el Católico, Zaragoza, 207 pp.
- Rader, L. & Baker, W. H.** 1962. Elements of Photogrammetry. *Journal of Range Management*, **15**, 46, doi: 10.2307/3894810.
- Rana, N., Sati, S. P., Sundriyal, Y. & Juyal, N.** 2016. Genesis and implication of soft-sediment deformation structures in high-energy fluvial deposits of the Alaknanda Valley, Garhwal Himalaya, India. *Sedimentary Geology*, **344**, 263–276, doi: 10.1016/j.sedgeo.2016.06.012.
- Reading, H. G.** 1996. *Sedimentary Environments : Processes, Facies and Stratigraphy*. 3rd ed. Blackwell Science, Oxford [etc pp.
- Reesink, A. J. H. & Bridge, J. S.** 2009. Influence of bedform superimposition and flow unsteadiness on the formation of cross strata in dunes and unit bars - Part 2, further experiments. *Sedimentary Geology*, **222**, 274–300, doi: 10.1016/j.sedgeo.2009.09.014.
- Reineck, H.-E. & Singh, I. B.** 1980. *Depositional Sedimentary Environments*. Springer Berlin Heidelberg, Berlin, Heidelberg pp., doi: 10.1007/978-3-642-81498-3.
- Reitz, M. D. & Jerolmack, D. J.** 2012. Experimental alluvial fan evolution: Channel dynamics, slope controls, and shoreline growth. *Journal of Geophysical Research: Earth Surface*, **117**, 1–20, doi: 10.1029/2011JF002261.
- Reitz, M. D., Jerolmack, D. J. & Swenson, J. B.** 2010. Flooding and flow path selection on alluvial fans and deltas. *Geophysical Research Letters*, **37**, 1–5, doi: 10.1029/2009GL041985.
- Riba, O.** 1976. Syntectonic unconformities of the Alto Cardener, Spanish Pyrenees: a genetic interpretation. *Sedimentary Geology*, **15**, 213–233, doi: [https://doi.org/10.1016/0037-0738\(76\)90017-8](https://doi.org/10.1016/0037-0738(76)90017-8).
- Riba, O.** 1989. Unidades tectosedimentarias y secuencias deposicionales. In: Vera, J. A. (ed.) *División de Unidades Estratigráficas En El Análisis de Cuencas*. 189–198.
- Riba, O., Villena, J. & Quirantes, J.** 1967. Nota preliminar sobre la sedimentación en paleocanales terciarios de la zona de Caspe-Chiprana (Provincia de Zaragoza). *Anales de Edafología y Agrobiología*, **26**, 1–4.
- Røe, S.-L. & Hermansen, M.** 1993. Processes and Products of Large, Late Precambrian Sandy Rivers in Northern Norway. In: *Alluvial Sedimentation*. 151–166., doi: 10.1002/9781444303995.ch12.
- Romans, B. W., Castelltort, S., Covault, J. A., Fildani, A. & Walsh, J. P.** 2016. Environmental signal propagation in sedimentary systems across timescales. *Earth-Science Reviews*, **153**, 7–29, doi: 10.1016/j.earscirev.2015.07.012.
- Sáez, A., Anadón, P., Herrero, M. & Moscariello, A.** 2007. Variable style of transition between Palaeogene fluvial fan and lacustrine systems, southern Pyrenean foreland, NE Spain. *Sedimentology*, **54**, 367–390, doi: 10.1111/j.1365-3091.2006.00840.x.
- Salas, R.** 1987. *El Malm i El Cretaci Inferior Entre El Massís de Garraf i La Serra*

- d'Espadà : Anàlisi de Conca*. Universitat de Barcelona, 345 pp.
- Salas, R., Guimerà, J., Mas, R., Martín-Closas, C., Melendez, A. & Alonso, Á.** 2001. Evolution of the Mesozoic Central Iberian Rift System and its Cainozoic inversion (Iberian chain). *Mémoires du Muséum national d'histoire naturelle*, **186**, 145–186.
- Sanjuan, J., Martín-Closas, C., Costa, E., Barberà, X. & Garcés, M.** 2014. Calibration of Eocene-Oligocene charophyte biozones in the Eastern Ebro Basin (Catalonia, Spain). *Stratigraphy*, **11**, 61–81.
- Santanach, P.** 1989. Reflexiones sobre los mecanismos de incidencia de la tectónica la división estratigráfica de rellenos de cuenca. Implicaciones en la correlación estratigráfica. *Revista de la Sociedad Geológica de España*, **2**, 223–233.
- Scotti, V. N., Molin, P., Faccenna, C., Soligo, M. & Casas-Sainz, A.** 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, doi: 10.1016/j.geomorph.2013.09.017.
- Shanley, K. & McCabe, P. J.** 1994. Perspectives on the Sequence Stratigraphy of Continental Strata. *AAPG Bulletin*, **78**, 544–568, doi: 10.1306/BDF9258-1718-11D7-8645000102C1865D.
- Sheets, B., Hickson, T. A. & Paola, C.** 2002. Assembling the stratigraphic record: depositional patterns and time-scales in an experimental alluvial basin. *Basin Research*, 287–301.
- Simpson, G. & Castelltort, S.** 2012. Model shows that rivers transmit high-frequency climate cycles to the sedimentary record. *Geology*, **40**, 1131–1134, doi: 10.1130/G33451.1.
- Simpson, G. & Schlunegger, F.** 2003. Topographic evolution and morphology of surfaces evolving in response to coupled fluvial and hillslope sediment transport. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, **108**, 1–16, doi: 10.1029/2002jb002162.
- Sinha, R., Gibling, M. R., Jain, V. & Tandon, S. K.** 2009. Sedimentology and Avulsion Patterns of the Anabranching Bagmati River in the Himalayan Foreland Basin, India. In: *Fluvial Sedimentology VII*. Blackwell Publishing Ltd., Oxford, UK, 181–196., doi: 10.1002/9781444304350.ch11.
- Slingerland, R. & Smith, N. D.** 2004. River avulsions and their deposits. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, **32**, 257–285, doi: 10.1146/annurev.earth.32.101802.120201.
- Smith, A. G.** 1996. Cenozoic latitudes, positions and topography of the Iberian Peninsula. In: Dabrio, C. J. & Friend, P. F. (eds) *Tertiary Basins of Spain: The Stratigraphic Record of Crustal Kinematics*. Cambridge University Press, Cambridge, World and Regional Geology, 6–8., doi: DOI: 10.1017/CBO9780511524851.005.
- Smith, N. D.** 1974. Sedimentology and Bar Formation in the Upper Kicking Horse River, a Braided Outwash Stream. *The Journal of Geology*, **82**, 205–223, doi: 10.1086/627959.

- Software GPL.** 2020. CloudCompare.
- Southard, J. B. & Boguchwal, L. A.** 1990. Bed configurations in steady unidirectional water flows. *Journal of Sedimentary Petrology*, **60**, 658–679.
- Spray, J. F., Bohaty, S. M., Davies, A., Bailey, I., Romans, B. W., Cooper, M. J., Milton, J. A. & Wilson, P. A.** 2019. North Atlantic Evidence for a Unipolar Icehouse Climate State at the Eocene-Oligocene Transition. *Paleoceanography and Paleoclimatology*, **34**, 1124–1138, doi: 10.1029/2019PA003563.
- Straub, K. M., Duller, R. A., Foreman, B. Z. & Hajek, E. A.** 2020. Buffered, Incomplete, and Shredded: The Challenges of Reading an Imperfect Stratigraphic Record. *Journal of Geophysical Research: Earth Surface*, **125**, 1–44, doi: 10.1029/2019JF005079.
- Tavani, S., Granado, P., Corradetti, A., Girundo, M., Iannace, A., Arbués, P., Muñoz, J. A. & Mazzoli, S.** 2014. Building a virtual outcrop, extracting geological information from it, and sharing the results in Google Earth via OpenPlot and Photoscan: An example from the Khaviz Anticline (Iran). *Computers and Geosciences*, **63**, 44–53, doi: 10.1016/j.cageo.2013.10.013.
- Thomas, D. S. G.** 2011. *Arid Zone Geomorphology: Process, Form and Change in Drylands*. Wiley-Blackwell, Hoboken, NJ., 1–624 pp., doi: 10.1002/9780470710777.
- Tofelde, S., Bernhardt, A., Guerit, L. & Romans, B. W.** 2021. Times Associated With Source-to-Sink Propagation of Environmental Signals During Landscape Transience. *Frontiers in Earth Science*, **9**, doi: 10.3389/feart.2021.628315.
- Tooth, S.** 2000. Process, form and change in dryland rivers: a review of recent research. *Earth-Science Reviews*, **51**, 67–107, doi: 10.1016/S0012-8252(00)00014-3.
- Tosal, A. & Martín-Closas, C.** 2016. Taphonomy and palaeoecology of the Oligocene flora from Cervera (Catalonia, Spain) and their implication in palaeoclimatic reconstruction. *Review of Palaeobotany and Palynology*, **233**, 93–103.
- Tosal, A., Valero, L., Sanjuan, J. & Martín-Closas, C.** 2019. Influence of short-and long-term climatic cycles on floristic change across the Eocene–Oligocene boundary in the Ebro Basin (Catalonia, Spain). *Comptes Rendus Palevol*, **18**, 224–244.
- Tosal, A., Verduzco, O. & Martín-Closas, C.** 2021. CLAMP-based palaeoclimatic analysis of the late Miocene (Tortonian) flora from La Cerdanya Basin of Catalonia, Spain, and an estimation of the palaeoaltitude of the eastern Pyrenees. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **564**, 110186, doi: 10.1016/j.palaeo.2020.110186.
- Trampush, S. M., Huzurbazar, S. & Mcelroy, B.** 2014. Empirical assessment of theory for bankfull. *Water Resources Research*, **50**, 9211–9220, doi: 10.1002/2014WR015597. Received.
- Trampush, S. M., Hajek, E. A., Straub, K. M. & Chamberlin, E. P.** 2017. Identifying autogenic sedimentation in fluvial-deltaic stratigraphy: Evaluating the effect of outcrop-quality data on the compensation statistic. *Journal of Geophysical*

- Research: Earth Surface*, **122**, 91–113, doi: 10.1002/2016JF004067.
- Tschinkel, W. R.** 2003. Subterranean ant nests: Trace fossils past and future? *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, doi: 10.1016/S0031-0182(02)00690-9.
- Tubino, M. & Seminara, G.** 1990. Free–forced interactions in developing meanders and suppression of free bars. *Journal of Fluid Mechanics*, **214**, 131, doi: 10.1017/S0022112090000088.
- Ussami, N., Shiraiwa, S. & Dominguez, J. M. L.** 1999. Basement reactivation in a sub-Andean foreland flexural bulge: The Pantanal wetland, SW Brazil. *Tectonics*, **18**, 25–39, doi: 10.1029/1998TC900004.
- Utrilla, R., Pierre, C., Ortí, F. & Pueyo, J. J.** 1992. Oxygen and sulphur isotope composition as indicators of the origin of Mesozoic and Cenozoic evaporites from Spain. *Chemical Geology*, **102**, 229–244.
- Valero, L.** 2015. *Controls on the Development of Sedimentary Sequences in Continental Basins Examples from the Cenozoic of Iberia*. University of Barcelona, 122 pp.
- Valero, L., Garcés, M., Cabrera, L., Costa, E. & Sáez, A.** 2014. 20 Myr of eccentricity paced lacustrine cycles in the Cenozoic Ebro Basin. *Earth and Planetary Science Letters*, **408**, 183–193, doi: 10.1016/j.epsl.2014.10.007.
- Valero, L., Huerta, P., Garcés, M., Armenteros, I., Beamud, E. & Gómez-Paccard, M.** 2017. Linking sedimentation rates and large-scale architecture for facies prediction in nonmarine basins (Paleogene, Almazán Basin, Spain). *Basin Research*, **29**, 213–232, doi: 10.1111/bre.12145.
- Van Den Berg, J. H. & Van Gelder, A.** 1993. A New Bedform Stability Diagram, with Emphasis on the Transition of Ripples to Plane Bed in Flows over Fine Sand and Silt. In: Marzo, M. & Puigdefabregas, C. (eds) *Alluvial Sedimentation*. Blackwell Publishing Ltd., Oxford, UK, 11–21., doi: 10.1002/9781444303995.ch2.
- van Hinsbergen, D. J. J., de Groot, L. V., van Schaik, S. J., Spakman, W., Bijl, P. K., Sluijs, A., Langereis, C. G. & Brinkhuis, H.** 2015. A Paleolatitude Calculator for Paleoclimate Studies. *PLOS ONE*, **10**, e0126946.
- Vanoni, V. A.** 1975. *Sedimentation Engineering: Classic Edition*. American Society of Civil Engineers, ASCE Manuals and Reports on Engineering Practice pp.
- Ventra, D. & Clarke, L. E.** 2018. Geology and geomorphology of alluvial and fluvial fans: Current progress and research perspectives. *Geological Society Special Publication*, **440**, 1–21, doi: 10.1144/SP440.16.
- Ventra, D. & Nichols, G. J.** 2014. Autogenic dynamics of alluvial fans in endorheic basins: Outcrop examples and stratigraphic significance Mountney, N. (ed.). *Sedimentology*, **61**, 767–791, doi: 10.1111/sed.12077.
- Vergés, J., Fernández, M. & Martínez, A.** 2002. The Pyrenean orogen: Pre-, syn-, and post-collisional evolution. *Journal of the Virtual Explorer*, **8**, doi: 10.3809/jvirtex.2002.00058.

- Villa, E., Escuder, J. & Ginkel, A. C.** 1996. Fusulináceos y edad de los afloramientos carboníferos de Puig Moreno (Cordillera Ibérica, Teruel, España). *Spanish Journal of Palaeontology*, **11**, 207–215.
- Villena, J., González, A., Muñoz, J. A., Pardo, G. & Pérez, A.** 1992. Síntesis estratigráfica del Terciario del borde Sur de la Cuenca del Ebro: unidades genéticas. *Acta geológica hispánica*, **27**, 225–245.
- W. L. Fisher, J. H. M.** 1969. Depositional Systems in Wilcox Group (Eocene) of Texas and Their Relation to Occurrence of Oil and Gas. *AAPG Bulletin*, **53**, 30–54, doi: 10.1306/5D25C591-16C1-11D7-8645000102C1865D.
- Wang, Y., Straub, K. M. & Hajek, E. A.** 2011. Scale-dependent compensational stacking: An estimate of autogenic time scales in channelized sedimentary deposits. *Geology*, **39**, 811–814, doi: 10.1130/G32068.1.
- Wang, Y., Zhang, H., Zheng, D., Yu, J., Pang, J. & Ma, Y.** 2017. Coupling slope-area analysis, integral approach and statistic tests to steady-state bedrock river profile analysis. *Earth Surface Dynamics*, **5**, 145–160, doi: 10.5194/esurf-5-145-2017.
- Weissmann, G. S., Hartley, A. J., Scuderi, L. A., Nichols, G. J., Davidson, S. K., Owen, A., Atchley, S. C., Bhattacharyya, P., Michel, L. & Tabor, N. J.** 2013. Prograding distributive fluvial systems - geomorphic models and ancient examples. *SEPM Special Publication*, 131–147, doi: 10.2110/sepmsp.104.16.
- Weissmann, G. S., Hartley, A. J., Scuderi, L. A., Nichols, G. J., Owen, A., Wright, S., Felicia, A. L., Holland, F. & Anaya, F. M. L.** 2015. Fluvial geomorphic elements in modern sedimentary basins and their potential preservation in the rock record: A review. *Geomorphology*, **250**, 187–219, doi: 10.1016/j.geomorph.2015.09.005.
- Whitchurch, A. L., Carter, A., Sinclair, H. D., Duller, R. A., Whittaker, A. C. & Allen, P. A.** 2011. Sediment routing system evolution within a diachronously uplifting orogen: Insights from detrital zircon thermochronological analyses from the South-Central pyrenees. *American Journal of Science*, **311**, 442–482, doi: 10.2475/05.2011.03.
- Wilkerson, G. V. & Parker, G.** 2011. Physical Basis for Quasi-Universal Relationships Describing Bankfull Hydraulic Geometry of Sand-Bed Rivers. *Journal of Hydraulic Engineering*, **137**, 739–753, doi: 10.1061/(ASCE)HY.1943-7900.0000352.
- Willard, D. A., Donders, T. H., Reichgelt, T., Greenwood, D. R., Sangiorgi, F., Peterse, F., Nierop, K. G. J., Frieling, J., Schouten, S. & Sluijs, A.** 2019. Arctic vegetation, temperature, and hydrology during Early Eocene transient global warming events. *Global and Planetary Change*, **178**, 139–152, doi: 10.1016/j.gloplacha.2019.04.012.
- Williams, R. C.** 1975. *Fluvial Deposits of Oligo -Miocene Age in the Southern Ebro Basin, Spain*. University of Cambridge, 257 pp.
- Wolf, P. & Dewitt, A.** 2000. *Elements of Photogrammetry, with Application in GIS*, McGraw Hill.

- Wright, P. va.** 1986. *Paleosols; Their Recognition and Interpretation*. Blackwell Scientific Publications, Oxford., 330 pp.
- Y. K. Sohn.** 1997. On Traction-Carpet Sedimentation. *SEPM Journal of Sedimentary Research*, **Vol. 67**, doi: 10.1306/D42685AE-2B26-11D7-8648000102C1865D.
- Zachos, J., Pagani, H., Sloan, L., Thomas, E. & Billups, K.** 2001. Trends, rhythms, and aberrations in global climate 65 Ma to present. *Science*, **292**, 686–693, doi: 10.1126/science.1059412.
- Zaki, A. S., Pain, C. F., Edgett, K. S. & Castelltort, S.** 2021. Global inventory of fluvial ridges on Earth and lessons applicable to Mars. *Earth-Science Reviews*, **216**, 103561, doi: 10.1016/j.earscirev.2021.103561.
- Zani, H., Assine, M. L. & McGlue, M. M.** 2012. Remote sensing analysis of depositional landforms in alluvial settings: Method development and application to the Taquari megafan, Pantanal (Brazil). *Geomorphology*, **161–162**, 82–92, doi: 10.1016/j.geomorph.2012.04.003.
- Zijderveld, J. D. A.** 1967. Demagnetization of Rocks: Analysis of Results. *In*: Runcorn, S. K., Creer, K. M. & Collinson, D. W. (eds) *Methods in Paleomagnetism*. Elsevier Ltd, Amsterdam, 254–286.

VII. Anexos.

Anexo 1: Símbolos

A	Área
d	Profundidad de flujo
D	Tamaño de grano
D ₅₀	Mediana del tamaño de grano
g	Aceleración de la gravedad
K	Índice de erosionabilidad
L _f	Longitud del área fuente
L _s	Longitud total de la ruta sedimentaria
M _s	Parámetro de movilidad estratigráfica
Q	Caudal
Q _s	Tasa de aporte de sedimento
q _s	Tasa unitaria de aporte de sedimento
Re [*]	Número de Reynolds de partícula
S	Pendiente
T	Espesor
t	Tiempo
t _c	Tiempo de compensación
t _{eq}	Tiempo de equilibrio
U	Velocidad
U [*]	Velocidad de cizalla
V	Volumen
W	Anchura
η	Viscosidad cinemática
κ	Difusividad
κ _f	Difusividad del área fuente
κ _s	Difusividad total de la ruta sedimentaria
ρ	Densidad
ρ _f	Densidad del fluido
ρ _s	Densidad del sedimento
τ	Fuerza de cizalla
τ [*]	Número de Shields
φ	Porosidad

Anexo 2: Localizaciones

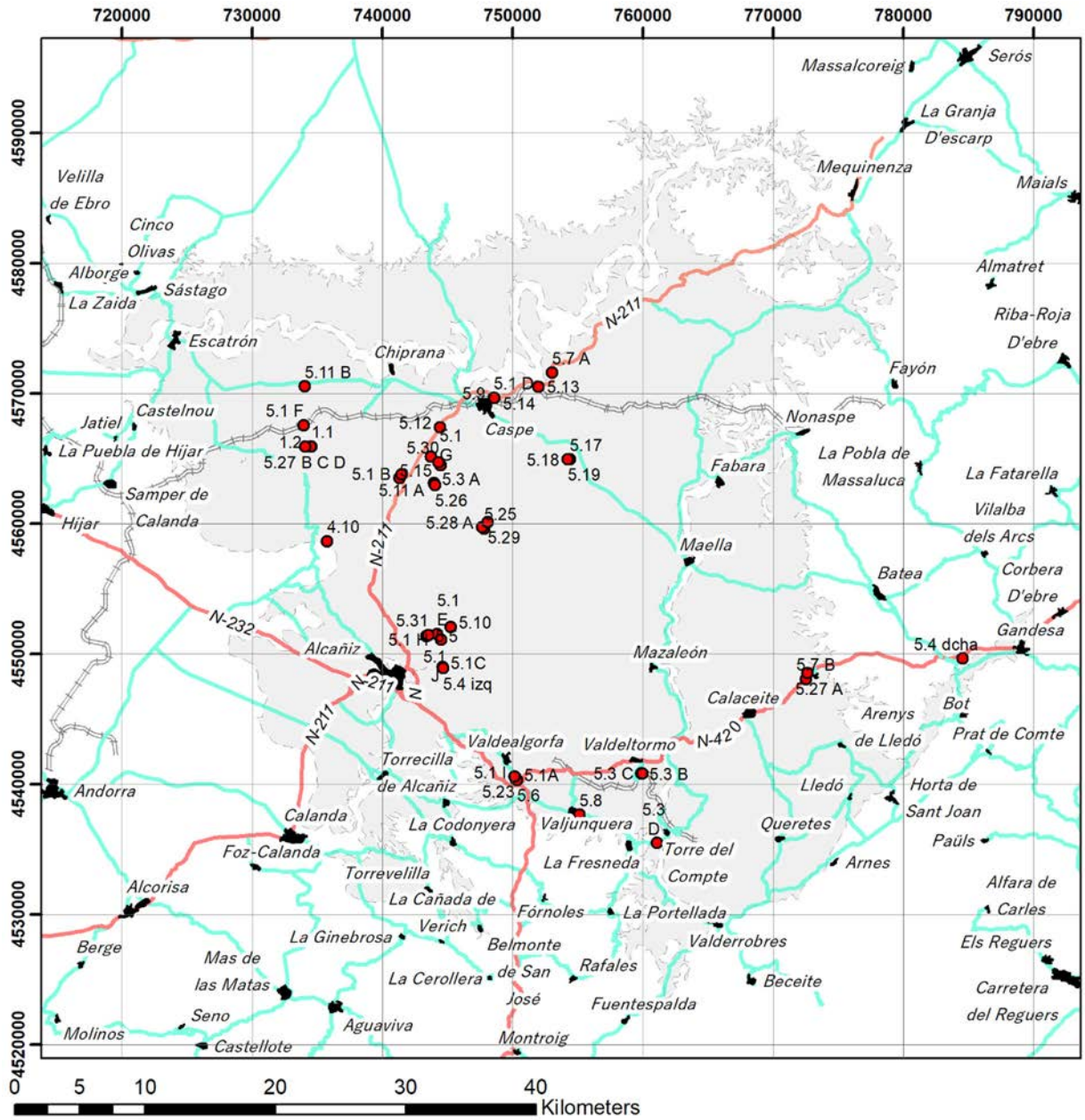
A 2.1. Localización de figuras.

En el caso de figuras que cubren un área geográfica, las coordenadas indican el centro del área.

Figura	Longitud	Latitud
1.1	734529	4565902
1.2	734485	4565902
4.10	735740	4558650
5.1 A	750246	4540359
5.1 B	741289	4563477
5.1 C	744602	4548963
5.1 D	748552	4569645
5.1 E	744168	4551508
5.1 F	733962	4567550
5.1 G	743728	4565133
5.1 H	744177	4551503
5.1 I	750164	4540542
5.1 J	744482	4551100
5.3 A	743935	4563086
5.3 B	759855	4540804
5.3 C	759934	4540831
5.3 D	761076	4535469
5.4 derecha	784534	4549636
5.4 izquierda	744654	4548890
5.5	743367	4551374
5.6	750337	4540318
5.7 A	753031	4571568
5.7 B	772519	4548059
5.8	755100	4537653
5.9	748573	4569630
5.10	748574	4569631
5.11 A	741480	4563755
5.11 B	741285	4563477
5.12	744412	4567382
5.13	751960	4570512
5.14	748592	4569634
5.15	744440	4564479
5.17	754379	4564921
5.18	754205	4564939
5.19	754220	4564937

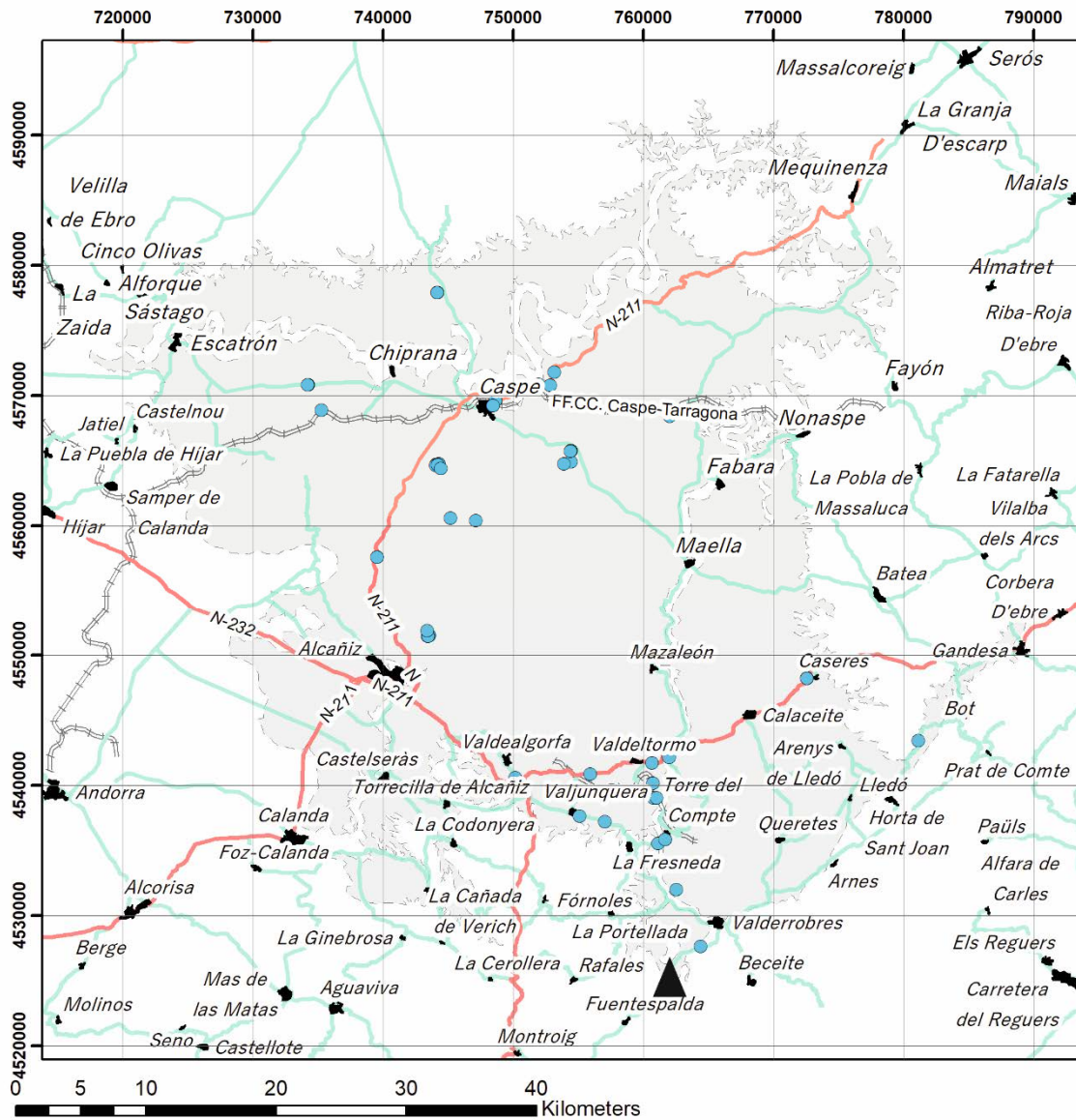
Figura	Longitud	Latitud
5.23	750150	4540585
5.24	733700	4596000
5.25	747801	4559623
5.26	744049	4562954
5.27 A	772615	4548496
5.27 B C D	734072	4565898
5.28 A	747640	4559733
5.29	748068	4560112
5.30	744321	4564708
5.31	743530	4551430

Mapa de localización de figuras



A 2.2. Localización de muestras

Puntos de medida Gráf. 5.2



- Punto de muestreo
- ▲ Origen de coordenadas

Puntos de medida Gráf. 5.3 y 5.4



- Graf. 5.4
- Graf. 5.3 - puntos de muestreo

Puntos de medida Gráf. 5.5.



Localizaciones Tabla 5.3



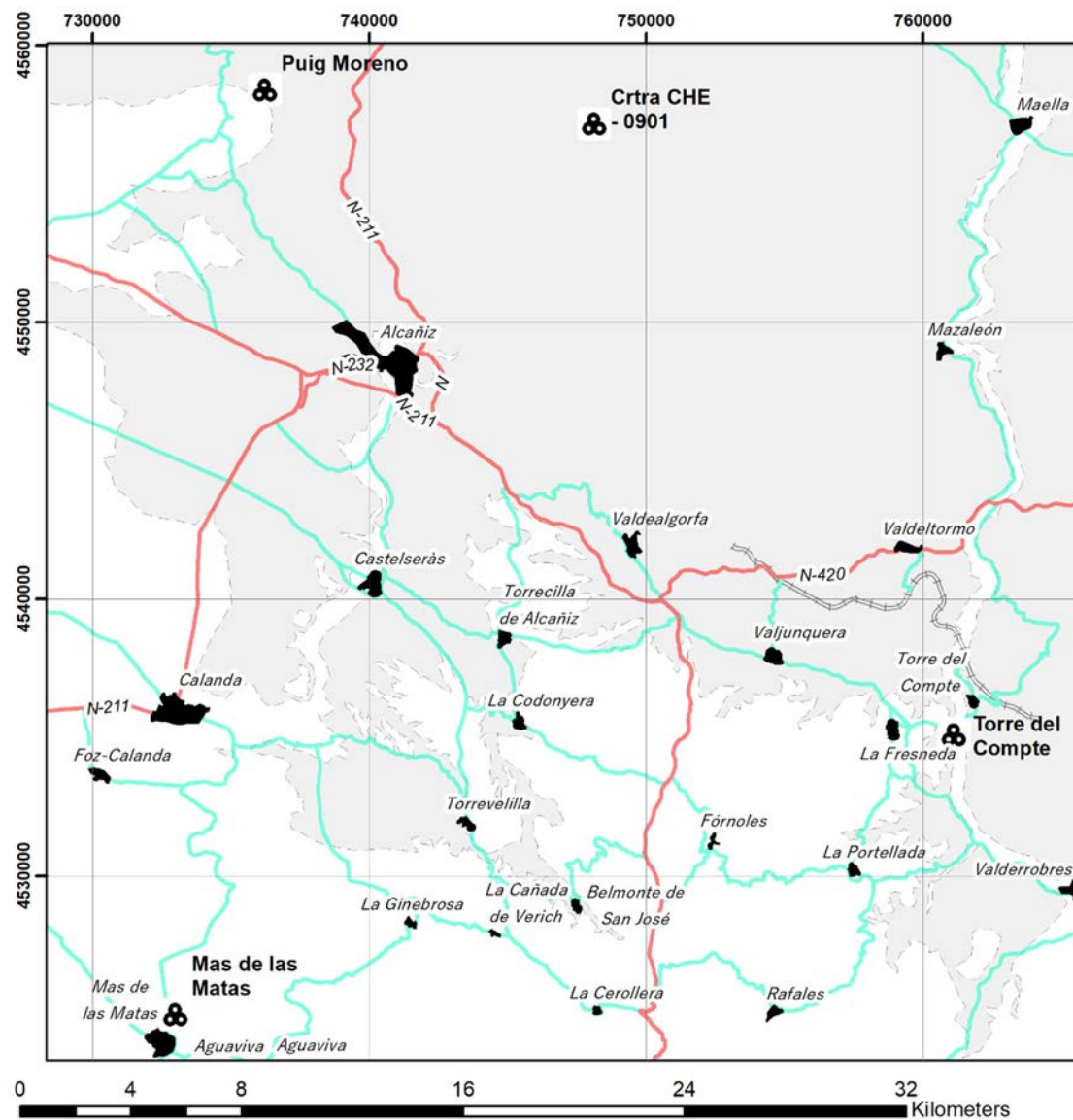
Puntos de medida Tabla 5.4



Puntos de medida Tablas 5.5 y 5.6.



Yacimientos paleontológicos



Yacimiento	Longitud	Latitud
Mas de Las Matas	732988	4524997
Torre del Compte	761112	4535106
Carretera CHE 0901	748115	4557170
Puig Moreno	736222	4558393



Jose Luis Cuevas Martínez (Barcelona, 1962) es licenciado en Geología por la UB (1987) y DEA en el área de conocimiento de Estratigrafía (2003).

Los afloramientos de la Formación Caspe forman la red de paleocanales exhumados más extensa de la Tierra . Estos afloramientos han sido ampliamente citados en la literatura científica y han servido de base para modelos sedimentarios. Pero aún así, quedan lagunas importantes de conocimiento e incluso interpretaciones contradictorias sobre su naturaleza. Esta tesis doctoral pretende profundizar en el conocimiento de esta formación y proporcionar respuestas a las cuestiones pendientes.