



Universitat Autònoma de Barcelona

ADVERTIMENT. L'accés als continguts d'aquesta tesi doctoral i la seva utilització ha de respectar els drets de la persona autora. Pot ser utilitzada per a consulta o estudi personal, així com en activitats o materials d'investigació i docència en els termes establerts a l'art. 32 del Text Refós de la Llei de Propietat Intel·lectual (RDL 1/1996). Per altres utilitzacions es requereix l'autorització prèvia i expressa de la persona autora. En qualsevol cas, en la utilització dels seus continguts caldrà indicar de forma clara el nom i cognoms de la persona autora i el títol de la tesi doctoral. No s'autoritza la seva reproducció o altres formes d'explotació efectuades amb finalitats de lucre ni la seva comunicació pública des d'un lloc aliè al servei TDX. Tampoc s'autoritza la presentació del seu contingut en una finestra o marc aliè a TDX (framing). Aquesta reserva de drets afecta tant als continguts de la tesi com als seus resums i índexs.

ADVERTENCIA. El acceso a los contenidos de esta tesis doctoral y su utilización debe respetar los derechos de la persona autora. Puede ser utilizada para consulta o estudio personal, así como en actividades o materiales de investigación y docencia en los términos establecidos en el art. 32 del Texto Refundido de la Ley de Propiedad Intelectual (RDL 1/1996). Para otros usos se requiere la autorización previa y expresa de la persona autora. En cualquier caso, en la utilización de sus contenidos se deberá indicar de forma clara el nombre y apellidos de la persona autora y el título de la tesis doctoral. No se autoriza su reproducción u otras formas de explotación efectuadas con fines lucrativos ni su comunicación pública desde un sitio ajeno al servicio TDR. Tampoco se autoriza la presentación de su contenido en una ventana o marco ajeno a TDR (framing). Esta reserva de derechos afecta tanto al contenido de la tesis como a sus resúmenes e índices.

WARNING. The access to the contents of this doctoral thesis and its use must respect the rights of the author. It can be used for reference or private study, as well as research and learning activities or materials in the terms established by the 32nd article of the Spanish Consolidated Copyright Act (RDL 1/1996). Express and previous authorization of the author is required for any other uses. In any case, when using its content, full name of the author and title of the thesis must be clearly indicated. Reproduction or other forms of for profit use or public communication from outside TDX service is not allowed. Presentation of its content in a window or frame external to TDX (framing) is not authorized either. These rights affect both the content of the thesis and its abstracts and indexes.

El sistema deltaico de la Arenisca de Sabiñánigo y la continentalización de la cuenca de Jaca



Salvador Boya Duocastella

Tesis Doctoral
2018

UAB

Universitat Autònoma de Barcelona
Departament Geologia

El sistema deltaico de la Arenisca de Sabiñánigo y la continentalización de la cuenca de Jaca

Por:

Salvador Boya Duocastella

Tesis depositada como
requerimiento para el título de:

DOCTOR EN GEOLOGIA

por la:

UNIVERSITAT AUTÒNOMA DE BARCELONA

Dirigida por:

Eduard Remacha Grau

Departament de Geologia
Universitat Autònoma de Barcelona

Septiembre, 2018

Aquesta tesi ha estat realitzada en el marc del Programa de Doctorat en Geologia, dirigida pel Dr. Eduard Remacha Grau, i tutoritzada pel Dr. David Manuel Gómez Gras.

Índice

Resumen/Abstract	9
1.- Introducción	13
1.1.- Ambientes deltaicos.....	13
1.2.- Procesos de sedimentación	14
1.3.- Modelos de clasificación	18
1.4.- Los sistemas deltaicos de la cuenca de Jaca	20
2.- Objetivos y metodología	25
2.1.- Objetivos	25
2.2.- Metodología.....	25
2.2.1.- Recopilación bibliográfica	25
2.2.2.- Elaboración de la base de datos	26
2.2.3.- Cartografía Geológica.....	27
2.2.4.- Secciones estratigráficas	28
2.2.5.- Muestreos para estudios paralelos de petrología y dataciones	31
2.2.6.- Análisis de facies	31
2.2.7.- Correlación estratigráfica y análisis estratigráfico	31
2.2.8.- Síntesis paleogeográfica.....	32
3.- Contexto geológico	35
3.1.- Contexto general de los Pirineos	35
3.1.1.- La cuenca Surpirenaica	37
3.2.- La cuenca de Jaca	39
3.2.1.- Estructura de la cuenca.....	39
3.2.2.-Estratigrafía de la cuenca de Jaca	42
4.- Los sistemas deposicionales de la cuenca de Jaca	53
4.1.- Los sistemas deposicionales del sector de Fiscal	53
4.1.1.- Sistema deposicional de San Felices inferior	54
4.1.2.- Sistema deposicional de San Felices superior.....	55
4.1.3.- Sistema deposicional de Aguilar	57
4.1.4.- Sistema deposicional de Santa Orosia	58
4.1.5.- Sistema deposicional de Canciás	58
4.2.- Sistemas deposicionales del sector de Jaca	59
4.2.1.- Sistema deposicional de Sabiñánigo.....	60
4.2.2.- Sistema deposicional de Sobás	62

4.2.3.- Sistema deposicional de Santa Orosia	63
4.2.4- Sistema deposicional de Martés	67
4.2.5- Sistema deposicional de Canciás	68
4.2.6.- Sistema deposicional de Oroel.....	70
4.2.7.-Sistema deposicional de San Juan de la Peña.....	72
5.- El sistema deposicional de Sabiñánigo: Análisis de facies	75
5.1.-Sector de Jaca	76
5.1.1.- Margas de Larrés inferior.....	77
5.1.2.- Facies Gracionepel	80
5.1.3.- Margas de Larrés superiores.....	81
5.1.4.- Arenisca de Sabiñánigo	83
5.2.- Sector de Fiscal.....	100
5.2.1.-Grupo Hecho	101
5.2.2.-Sistema de San Felices inferior	102
5.2.3.-Margas de Larrés.....	106
5.2.4.- Sistema de San Felices superior	107
5.3.-Tracts de Facies.....	108
6.-Estratigrafía y análisis de secuencias del sistema deltaico de Sabiñánigo.....	113
6.1.- Introducción	115
6.2.- Sector Jaca.....	116
6.2.1.- Unidad J1.....	117
6.2.2.- Unidad J2.....	119
6.2.3.- Unidad J3.....	121
6.2.4.- Unidad J4.....	124
6.2.5.- Unidad J5.....	127
6.2.6.- Unidad J6.....	130
6.2.7.- Unidad J7.....	132
6.2.8.- Unidad J8.....	135
6.2.9.- Unidad J9.....	138
6.3.- Sector Fiscal	140
6.2.1.- Unidad F1	141
6.2.2.- Unidad F2	142
6.2.3.- Unidad F3	143
6.2.4.- Unidad F4	144
6.2.5.- Unidad F5	145
6.2.6.- Unidad F6	146

6.2.7.- Unidad F7	147
6.2.8.- Unidad F8	148
6.2.9.- Unidad F9	149
7.- Discusión	153
7.1.-Relaciones estratigráficas entre los sistemas deltaicos del sector de Jaca y el sector de Fiscal	153
7.2.- El sistema deltaico de Sabiñánigo: relaciones entre la tectónica y la sedimentación ..	158
7.3.- El sistema deltaico de Sabiñánigo como ejemplo de sistema dominado por avenidas. Implicaciones entre las tasas de aporte y la sedimentación	162
8.- Conclusiones	171
Bibliografía	177
Agradecimientos	197
Anexos	201
Anexo 1.- Cartografía geológica	201
Anexo 2.- Ubicación de las columnas estratigráficas	203
Anexo 3.- Correlación general del Sistema de Sabiñánigo en el sector de Jaca	205
Anexo 4.- Correlación del sistema de Sabiñánigo en el flanco norte del sinclinal de Santa Orosia	207
Anexo 5.- Correlación del sistema de Sabiñánigo en el flanco sur del sinclinal de Santa Orosia	209
Anexo 6.- Correlación del sistema de Sabiñánigo en el flanco sur del anticlinal de Basa.....	211
Anexo 7.- Correlación de los Sistemas de San Felices Inferior y Superior en el sector de Fiscal	213

Resumen/Abstract

La cuenca de Jaca representa un ejemplo excepcional de relleno sedimentario de una cuenca *piggyback*. Su registro estratigráfico muestra la evolución desde la sedimentación marina profunda durante el Eoceno inferior, hasta la irrupción de ambientes transicionales y continentales que evidencian la colmatación de la cuenca durante el Eoceno superior y Mioceno. Estas características, y la calidad de sus afloramientos ha convertido a esta cuenca en un análogo de referencia en los estudios de geología sedimentaria.

En esta tesis se ha realizado una revisión de las formaciones deltaicas y aluviales de la cuenca de Jaca, definidas previamente en base a criterios descriptivos, con el objetivo de establecer sistemas deposicionales de carácter genético a partir de indicadores a escala de cuenca. Para ello se ha aplicado una metodología fundamentada en la elaboración de una cartografía geológica y el análisis de facies, este último, focalizado especialmente en las unidades deltaicas relacionadas con el sistema deltaico de la Arenisca de Sabiñánigo. Mediante la combinación de ambas técnicas se han diferenciado 8 sistemas deposicionales en la cuenca de Jaca.

Entre estos 8 sistemas deposicionales destacan los sistemas deposicionales deltaicos (Bartoniense a Priaboniense) los cuales presentan cierta complejidad debido a la desconexión física presente en la cuenca entre el sector de Jaca y Fiscal. A partir de la integración de los datos estratigráficos de campo obtenidos en esta tesis, con datos paleomagnéticos y bioestratigráfico presentes en la literatura, se ha podido establecer una equivalencia entre los sistemas deltaicos en el sector de Jaca central (parte central de la cuenca) y los del sector de Fiscal (parte oriental de la cuenca). Dichas equivalencias, permiten establecer una nueva correlación entre ambos sectores con la que se asume un rango de edades más jóvenes para las unidades de Fiscal.

El estudio de los sistemas deposicionales deltaicos se ha centrado en detalle en el sistema deltaico de Sabiñánigo, cuya excelente calidad en cuanto a exposición, conexión y extensión de sus afloramientos, ha permitido elaborar un estudio de facies exhaustivo.

El análisis de facies ha permitido caracterizar dicho delta como un delta dominado por avenidas fluviales a partir de flujos hiperpícnicos de procedencia norte que dominan el sector de Jaca central. Durante los periodos transgresivos, los sedimentos hiperpícnicos muestran retrabajamiento por procesos mareales desarrollando sistemas de barras mareales.

De manera coetánea en el sector de Fiscal, se desarrolla el sistema deltaico de San Felices Superior, caracterizado como un sistema dominado por inercia. Este sistema con procedencia este interactúa con los sistemas de procedencia norte en el sector de Jaca. Dicha interacción se manifiesta en los sedimentos mareales donde se han observado señales petrográficas de procedencia este, también por la presencia de sedimentos de plataforma externa en el flanco sur del anticlinal de Basa.

Por último, se ha podido documentar un control tectónico en la ciclicidad deltaica de estos sistemas. Por un lado, el sistema deltaico de Sabiñánigo muestra estratos de crecimiento atribuibles a la actividad del cabalgamiento de Otúria. De igual manera, el sistema deltaico de San Felices Superior muestra estratos de crecimiento en su extremo oriental relacionados con el anticlinal de Boltaña. Los episodios activos de cada una de estas estructuras producen una alteración de carácter local en el espacio de acomodación, generando episodios de transgresión forzada en los sistemas deltaicos.

En este trabajo se resalta el valor del análisis detallado de facies como herramienta clave para interpretar los diferentes factores que influyen en la arquitectura de los sistemas sedimentarios en un contexto tectónico activo, como la cuenca Surpirenaica. Además, esta tesis presenta el sistema deltaico de Sabiñánigo como un excelente análogo de campo de un delta dominado por avenidas.

The Jaca basin is an exceptional example of sedimentary infill of a piggyback basin. Its stratigraphic record shows the evolution from deep-marine environments during the lower Eocene until its evolution to the transitional and terrestrial environments that represent the last stage of the basin fill during the upper Eocene-Miocene. This features, and the excellent exposure of the outcrops, allow to highlight this basin as an excellent analog in many studies related to sedimentary geology.

In this thesis, a review of the delta and alluvial formations of the Jaca basin, classically defined in a descriptive sense, has been carried out in order to establish genetic depositional systems based on basin scale indicators. In order to achieve this goal a methodology based on the elaboration of a geological cartography and facies analysis has been applied, this last one, focused chiefly on the deltaic units related to the Sabiñánigo Sandstone delta system. Through the combination of both techniques, 8 depositional systems have been differentiated in the Jaca basin.

Among these 8 depositional systems, the deltaic depositional ones (Bartonian to Priabonian) stand out as complex systems due to the present-day lack of physical correlation in the basin between the Jaca and Fiscal sectors. From the integration of stratigraphic field data obtained in this thesis, with paleomagnetic and biostratigraphic data from the literature, it has been possible to establish an equivalence between the deltaic systems in the central Jaca sector (central part of the basin) and those of the Fiscal sector (eastern part of the basin). These equivalences allow establishing a new correlation between both sectors which allows to propose a younger age range for the Fiscal units.

Deltaic depositional systems analysis has been here focused in more detail on the Sabiñánigo Sandstone delta system, whose excellent quality in terms of exposure, connection and extension of its outcrops, has allowed to carry out an exhaustive facies study.

Facies analysis has permitted to characterize this delta as a flood-dominated delta derived from hyperpycnal flows sourced from the north of the Jaca basin. During transgressive periods, the hyperpycnal sediments were reworked by tidal processes which developed systems of tidal bars.

Synchronously, in the Fiscal sector, the upper San Felices delta system was formed as an inertia dominated delta. This system, with an eastern provenance signal, interacted with the north-derived deltas in the Jaca sector. This interaction is displayed by the recording of an eastern provenance signal in the tidal sediments, and also by the occurrence of outer shelf deposits in the southern flank of the Basa anticline.

Finally, it has been possible to identify a tectonic control in the deltaic cyclicity of these systems. The deltaic system of Sabiñánigo shows growth strata which can be linked to the activity of the Otúria thrust. In the same way, the upper San Felices delta system shows growth strata in its eastern edge related to the growth of the Boltaña anticline. The active stages of each of these structures produced an alteration in the accommodation rate, generating episodes of forced transgression in the deltaic systems.

In this work, the importance of detailed facies analysis is highlighted as a key tool to infer the different factors that can modify the architecture style of sedimentary systems in an active tectonic context, such as the South Pyrenean basin. In addition, this thesis presents the deltaic system of the Sabiñánigo Sandstone delta system as an excellent field analog of a flood dominated.

Capítulo 1: Introducción

1.- Introducción

1.1.- Ambientes deltaicos

Los ambientes deltaicos actuales constituyen las mayores acumulaciones de sedimento clástico en ambientes costeros y en ellos se asienta alrededor del 25% de la población mundial (Syvitski et al., 2005; Bhattacharya, 2006). Estos ambientes son muy sensibles ante las variaciones de sus principales factores de control, tanto si son autocíclicas (es decir, intrínsecas o inherentes al ambiente sedimentario) como alocíclicas (externas o extrínsecas al mismo). Las variaciones alocíclicas afectan a la dinámica deltaica a nivel regional, sobre todo si tenemos en cuenta escalas temporales a largo plazo como las registradas en ejemplos fósiles. Incluyen variaciones en los factores de control a gran escala como son los cambios del nivel del mar, los cambios climáticos y las tasas de sedimentación y de subsidencia de la cuenca. El resultado de esta dinámica a gran escala ejerce un control sobre la arquitectura deltaica y sobre las características de las secuencias deposicionales y los *systems tracts* que las integran. Por otro lado, la sedimentación deltaica también se ve afectada por variaciones autocíclicas. Éstas se dan a escalas temporales y espaciales más cortas, afectando a componentes o elementos individuales dentro de un sistema o ambiente deposicional. Las variaciones autocíclicas son fácilmente observables en los sistemas modernos, aunque tienen mayor dificultad de interpretación en las sucesiones de sistemas fósiles. Las variaciones autocíclicas se evidencian hoy en día, en buena medida, como resultado de condicionantes y modificaciones antropogénicas. Por ejemplo, los efectos en la dinámica litoral debidos a la construcción de barreras por espigones costeros y puertos, o la disminución muy sustancial del volumen de sedimento que no alcanza los ambientes deltaicos por la construcción de embalses y presas hidroeléctricas en las redes de drenaje aluvial. En deltas como los del Ebro, del Ródano o del Nilo se ha documentado una pérdida del aporte de sedimento del 96%, 90% y 60% respectivamente (Carter, 1988; Viles y Spencer, 1995). Esta enorme disminución en las tasas de aporte provoca un retroceso del área deltaica y un aumento significativo del reabajamiento costero por el efecto del oleaje y las mareas. Además, la retención de aguas y sobre explotación de acuíferos en las llanuras deltaicas incide en la entrada hacia continente de la cuña salina en los acuíferos, con consecuencias directas sobre las reservas de agua dulce albergadas en los deltas, en sus ecosistemas y todas las actividades agrarias y de acuicultura relacionadas con el delta.

Desde un punto de vista económico, el 30% de los recursos energéticos derivados de los combustibles fósiles proceden de sistemas sedimentarios deltaicos (Tyler y Robert, 1992). Estos medios continúan concentrando un alto interés de exploración por parte de la industria. Aunque el cambio de modelo energético sea inevitable frente al calentamiento global actual, no hay todavía un solo recurso sostenible, o varios de ellos en conjunción, que permitan abandonar definitivamente las fuentes energéticas de los recursos fósiles. Dependiendo de la agencia energética consultada, se estima que la transición energética puede cifrarse en un periodo entre 10 y 60 años por lo que se hace necesaria una más eficiente

exploración y producción de los recursos, siendo los deltas una de las zonas preferentes entre los sistemas sedimentarios. En este sentido cabe mencionar la convicción generalizada de que el petróleo “fácil” (sencillo y relativamente barato de obtener) ha sido ya encontrado y en buena medida, consumido o contado en las reservas globales. Consecuentemente, el futuro se enfrenta a un desafío, ya que la exploración y producción con el paso del tiempo se irá sofisticando aún más a costos cada vez más elevados. Frente a esta situación, urge seguir mejorando el conocimiento científico de las rocas que almacenan estos recursos, especialmente en los sistemas sedimentarios deltaicos, en la caracterización de sus posibles reservorios y de los sistemas de captura. Ello implicaría entrar en estudios de subsuelo a una escala por debajo de la resolución sísmica convencional. Teniendo en cuenta la conexión entre los sistemas deposicionales deltaicos y los ambientes fluviales y, a su vez, con los marinos profundos, los deltas hoy en día no deberían estudiarse de manera aislada, y su comprensión pasa por entender también el conjunto de sus sistemas deposicionales genéticamente asociados. Igualmente, un mayor conocimiento de los sistemas deltaicos, tanto fósiles como actuales, es crucial para predecir cambios en zonas litorales que ayuden a prevenir riesgos geológicos futuros ligados a una cambiante dinámica costera.

1.2.- Procesos de sedimentación

En el desarrollo de los deltas uno de los aspectos que requiere mayor atención concierne a sus procesos de transporte, sedimentación y arquitecturales. Los primeros pueden darse mediante sedimentación “normal”, entendida como la sedimentación que se da de forma cotidiana a partir del material sedimentario aportado por los ríos, o por el contrario, la que acontece como consecuencia de una sedimentación episódica a partir de momentos de avenidas fluviales/aluviales. En estos últimos, el sistema aporta gran cantidad de sedimento con distintos períodos de recurrencia temporal, que alternan con los períodos de sedimentación “normal”, los cuales suelen ser de naturaleza más prolongada en el tiempo, favoreciendo la acción o influencia marina del oleaje y de las mareas. En las fases de avenida aluvial que se producen según distintos órdenes de frecuencia o periodos de recurrencia, los eventos más numerosos muestran periodos relativamente cortos, de meses o estacionales, pero pueden llegar a alcanzar valores de intensidad más elevados ya en escalas de decenas al centenar de años o más.

En este sentido, gran parte de los estudios sedimentológicos y estratigráficos que se han realizado sobre sedimentos fluvio-deltaicos, especialmente en contextos de tectónica compresiva activa, muestran un claro dominio (o un mayor potencial de preservación) de sedimentación por avenidas (Mutti et al., 1996). Este tipo de procesos que pueden llegar a considerarse catastróficos, a su vez, son considerados el mecanismo desencadenante más efectivo para la sedimentación clástica marina profunda, que da lugar a los sistemas turbidíticos. El estudio de estos sistemas son especialmente interesantes por su potencial como reservorios de hidrocarburos, ya que representan más del 11% de campos productivos (Normark y

Piper, 1991; Mutti et al., 1996; Piper y Normark, 2001) siendo la última frontera de exploración en el futuro próximo.

En la sedimentación por avenidas, la transferencia de sedimento entre el efluente fluvial y el medio receptor se produce en la desembocadura fluvial. Esta transferencia puede darse mediante cuatro tipos básicos de mecanismos, dependiendo de los contrastes de densidad entre el flujo entrante o efluente (agua más carga de sedimento) y el cuerpo de agua del medio receptor (Fig. 1-1):

- a) Flujos hiperpícnicos, donde el efluente tiene mayor densidad que la del cuerpo de agua del medio receptor. Consecuentemente, el flujo efluente se desplaza por el fondo de la cuenca receptora.
- b) Flujos hipopícnicos, donde el efluente es de menor densidad que la del cuerpo de agua del medio receptor. El resultado es que el flujo efluente se mantiene suspendido en la superficie del fluido receptor.
- c) Flujos homopícnicos, donde el efluente es de igual densidad que la del medio receptor. El flujo de sedimento se expande ocupando todo el espacio disponible del medio receptor.
- d) Flujos mesopícnicos, donde el flujo del efluente entra en un cuerpo de agua receptor fuertemente estratificado. El flujo de sedimento tenderá a distribuirse a través de una pinoclina determinada por el contraste de densidades dentro de la cuenca.

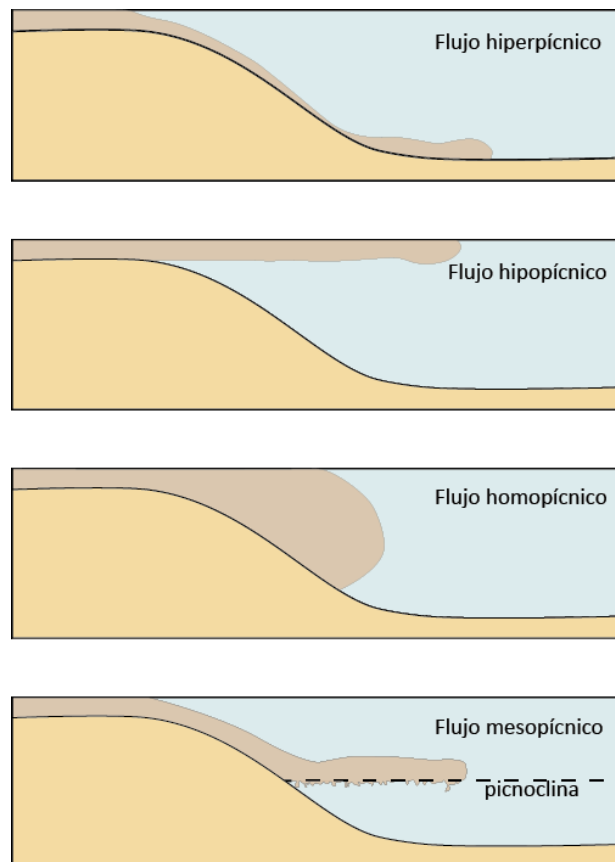


Fig. 1-1. Procesos en la desembocadura fluvial. Modificado de Mulder y Alexander (2001).

Comúnmente, el desarrollo de flujos hiperpícnicos admite también la formación de flujos hipopícnicos (desarrollados y altamente visibles prácticamente en todas las desembocaduras fluviales modernas). Al entrar en el cuerpo receptor los flujos hiperpícnicos se dividen en dos partes diferenciadas. Una de ellas se desplaza por el fondo comportándose como un flujo de fondo o *underflow* (flujo hiperpícnico en sentido estricto), mientras que la otra se desarrolla dando lugar a una pluma suspendida en la superficie del fluido receptor con las partículas menos densas del efluente.

Los flujos hiperpícnicos fueron definidos por vez primera por Forel (1885, 1892) y se caracterizan por ser una variedad de flujo de sedimento gravitacional, sostenido y no-uniforme. Esto es, un flujo que se prolonga por un periodo de tiempo determinado (generalmente hasta la decena de días) y que mantiene características de velocidad y alteración de la carga de sedimento con el tiempo (Fig.1-2). La generación de este tipo de flujos se da frecuentemente cuando una corriente fluvial cargada de sedimento desemboca en un cuerpo de agua permanente (lago o mar) de menor densidad (Mulder y Syvitski, 1995; Mulder y Alexander, 2001; Plink-Björklund y Steel, 2004; Bhattacharya y MacEachern, 2009).

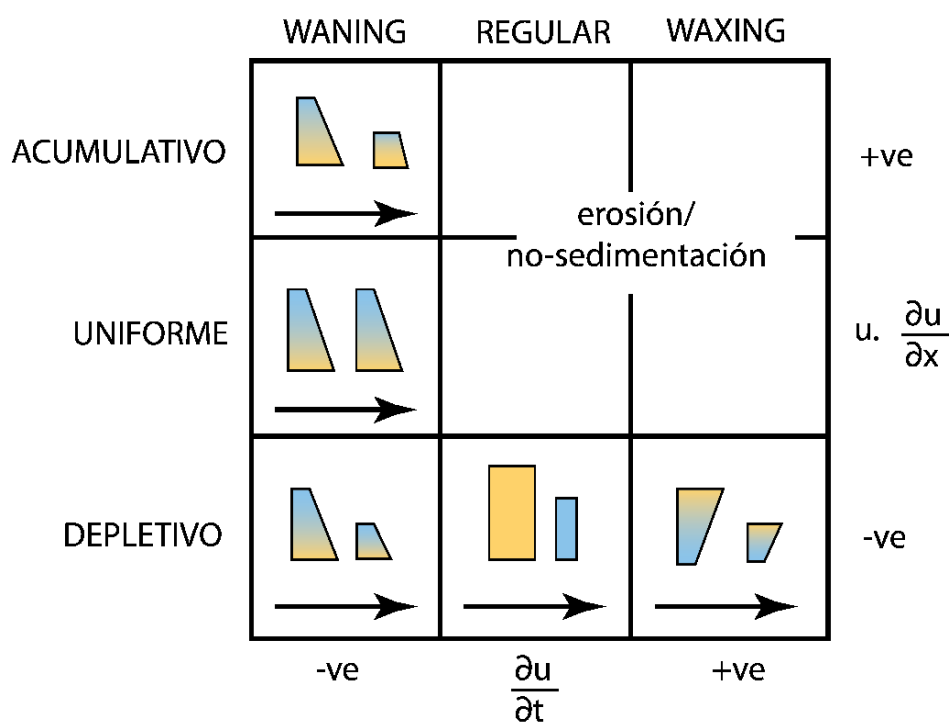


Fig. 1-2. Matriz de aceleración de Kneller (1995), ilustrando las secuencias de capas mostrando en cada campo los cambios en vertical y corriente abajo en relación a la medida de grano de los depósitos de cada campo. Las flechas indican el sentido de corriente hacia cuenca.

Los flujos hiperpícnicos se generan en momentos de avenidas fluviales por descarga fluvial directa. Consecuentemente se generan flujos crecientes que aceleran hasta el pico máximo de la avenida (Fig. 1-3), para luego decrecer hasta que las condiciones de sedimentación normales se reestablecen (Mulder y

Syvitski, 1995; Lamb et al., 2008; Zavala et al., 2011). En su mayoría, estos flujos requieren áreas aluviales de captura cortas y de alto gradiente (Milliman y Syvitski 1992). Una vez desembocan en un cuerpo de agua (mar o lago), estos flujos de carácter marcadamente unidireccional interactúan con los procesos propios del medio receptor. En aquellos casos en los que desembocan en un cuerpo de agua marina, el efluente interactúa con el oleaje y/o las mareas. Estos procesos marinos pueden imprimir una marcada componente oscilatoria que se combina dando un registro de facies distinto (e.g., Mutti et al., 1996, 2000; Zavala et al., 2011). Esta interacción puede generar un amplio abanico de depósitos hiperpícnicos (Fig. 1-4), con estructuras de flujo combinado en las áreas por encima del nivel de base del oleaje de tormenta (*storm-weather wave base* o SWWB). Estos depósitos han sido tratados por diversos autores (e.g., Myrow y Southard, 1996; Myrow et al., 2002; Tinterri, 2007, 2011; Lamb et al., 2008; Poyatos-Moré, 2014) y continúan siendo objeto de investigación, en buena medida por su alta complejidad.

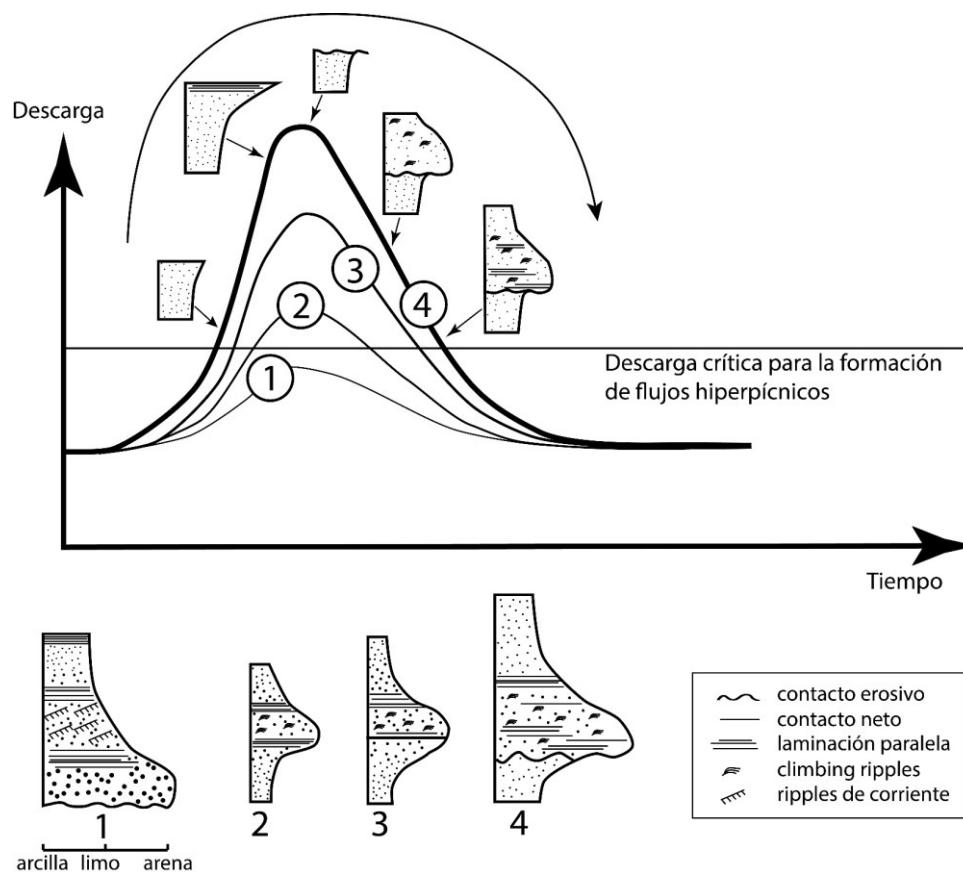


Fig. 1-3. Secuencias depositadas en función de la magnitud de la avenida fluvial. 1) Generación de corriente turbidítica por colapso; 2) secuencia hiperpícnica completa con contactos transicionales; 3) secuencia hiperpícnica completa con contactos netos y con mayor tamaño de grano que en 2; 4) igual que en 3 pero con mayor tamaño de grano y posible aparición de superficies erosivas. Modificado de Mulder et al. (2001).

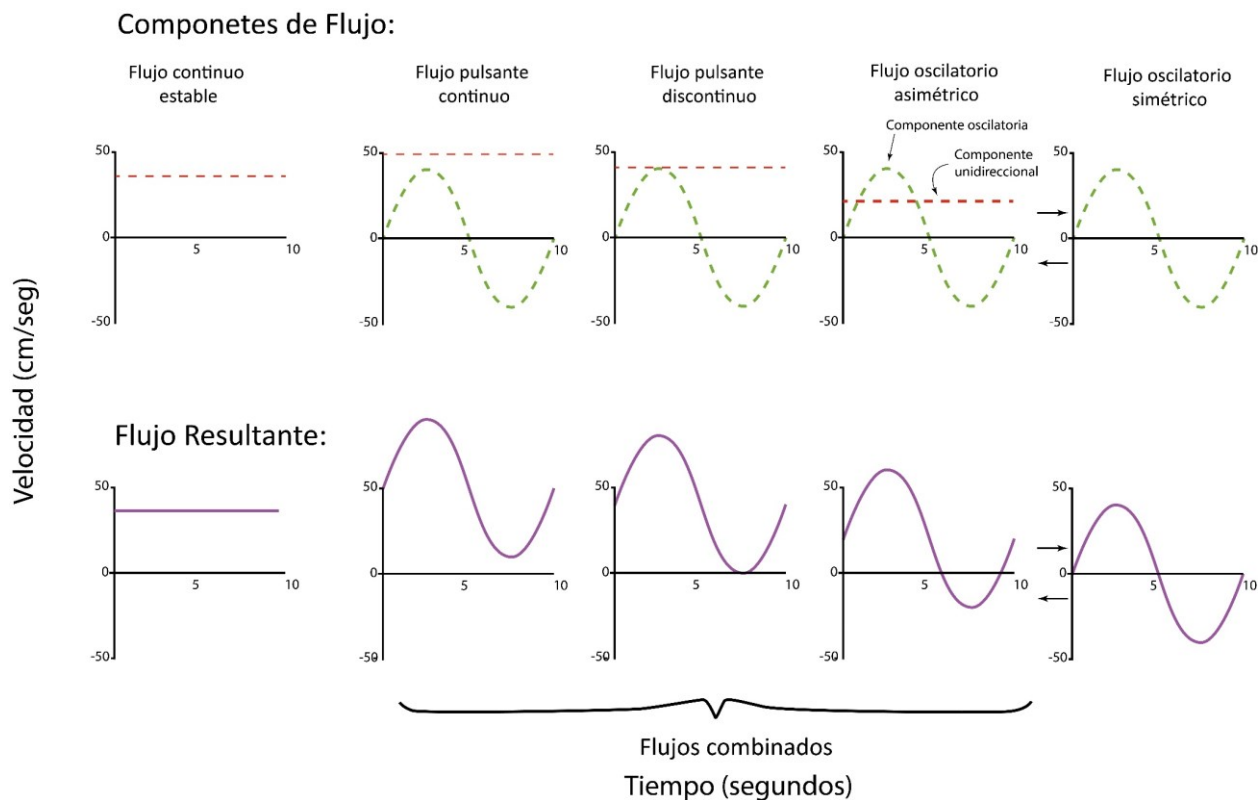


Fig. 1-4. Rango de las sumas de las distintas clases de flujo y sus resultantes. Modificado de (Swift et al., 1983).

1.3.- Modelos de clasificación

En las últimas décadas, el estudio de sistemas costeros modernos y fósiles (tanto en el subsuelo como en el afloramiento), ha puesto en evidencia la necesidad de una revisión de los modelos clásicos para la clasificación de deltas. Estos modelos estaban fundamentalmente basados en el análisis de los deltas a partir de regímenes estáticos en base a principios actualistas (Galloway, 1975) y con interpretaciones asociadas a la morfología del límite entre la llanura deltaica y el frente deltaico, que sólo representa la parte emergida del delta. Tras la irrupción de la estratigrafía secuencial, los estudios de los sistemas deltaicos se contemplan bajo puntos de vista dinámicos (Ainsworth et al., 2011; Vakarelov y Bruce Ainsworth, 2013), prestando especial atención a las variaciones espacio-temporales de los factores de control que afectan a la evolución del régimen deltaico (Fig.1-5). Principalmente, estos factores de control hacen prestar especial atención al aporte de sedimento, al tamaño granulométrico, a las variaciones de nivel de mar y a la capacidad de retrabajamiento de los procesos marinos costeros dominantes (Swift y Thorne, 1991).

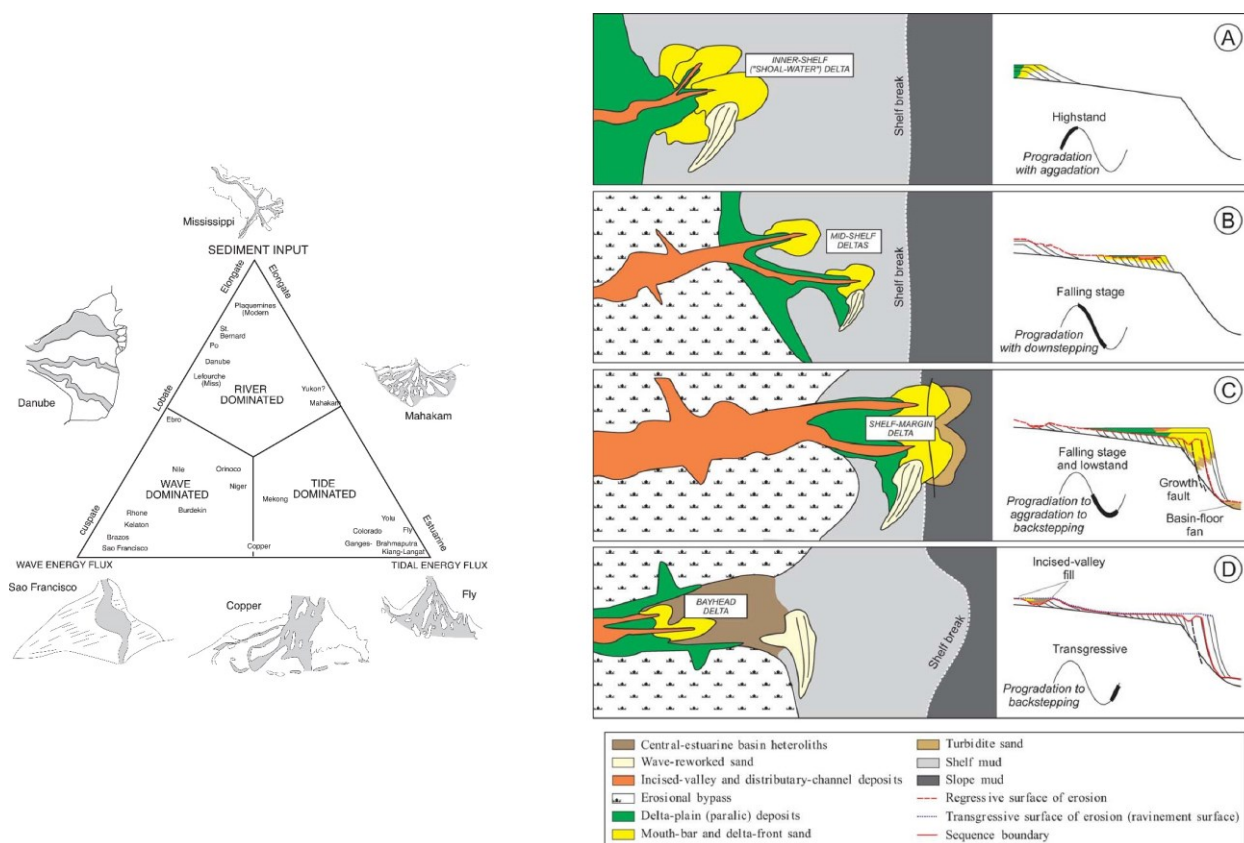


Fig. 1-4. Clasificación deltaica estática y actualista según la morfología de la llanura deltaica según Galloway, (1975) (izquierda) y clasificación deltaica dinámica según la relación aporte/espacio de acomodación según Porebski y Steel, (2006) (derecha).

La clasificación propuesta por Porebski y Steel (2006), más allá de la morfología de la llanura deltaica resultante, se basa en la posición variable del delta respecto a la plataforma precedente (Fig. 1-5b), en los procesos sedimentarios dominantes, en su relación con la variación del nivel del mar, y en cómo se desarrollan en función del dominio relativo de la acomodación respecto al aporte de sedimento. De esta clasificación se extraen los siguientes tipos de deltas:

- a) Deltas de cabecera de bahía (Fig. 1-5b-D): Este tipo de deltas ocupan el espacio generado en los valles incididos durante los momentos regresivos anteriores pero ya formando el relleno de bahías en tiempos transgresivos. Suelen presentar morfologías alargadas y estrechas, colmatándose la parte más interna de la bahía. Su confinamiento amplifica la acción de las mareas, por lo que comúnmente resultan en deltas dominados por las mareas que colmatan de forma progresiva toda la bahía. En su parte proximal se caracterizan por presentar arenas de ambientes de frente deltaico con canales distributarios, que distalmente evolucionan a sedimentos finos salobres con influencia mareal. Ocasionalmente estos deltas cierran su desembocadura mediante islas barrera (Dalrymple et al., 1992)

- b) Deltas de plataforma interna (Fig. 1-5b-B): Se caracterizan por la construcción de clinoformas de baja amplitud. Es común que tengan asociados depósitos parálícos en aquellos casos en que se dan en aguas poco profundas. En función de su proximidad con el área fuente pueden tener un alto aporte de sedimento, que da como resultado la construcción de sistemas de barras de desembocadura extensos ocupando rápidamente los espacios de las bahías interdistributarias (Gould, 1970; Coleman 1988). Los frentes deltaicos pueden presentar desde domo fluvial a oleaje o mareas, e incluso un combinación de todos ellos (Bhattacharya 2006). Debido al extenso espacio disponible en la plataforma, a el bajo gradiente de sus clinoformas y a la subsidencia de la arenas en los sedimentos finos de las bahías interdistributarias, este tipo de deltas no se asocian frecuentement con sistemas turbidíticos, ya que el aporte clástico puede ser albergado por completo en la plataforma (Nummedal, 1983).
- c) Deltas de plataforma media (Fig. 1-5b-A): Suelen construirse a partir de clinoformas tan potentes como alta sea la columna de agua presente. Frecuentemente, sus clinoformas son truncadas por superficies de erosión en zonas próximas a la costa. Suelen ir asociados a condiciones de falta de espacio de acomodación, por lo que la estabilización de los canales distributários se alcanza a través de la incisión, generando un crecimiento deltaico a partir de lóbulos separados y relativamente anchos (Posamentier y Morris 2000; Ritchie et al., 2004). El crecimiento de este tipo de delta se da por apilamiento frontal de barras de desembocadura. Es común que el retrabajamiento de los sedimentos de los frentes deltaicos permita el *by-pass* de sedimento hacia posiciones más distales del sistema deltaico, permitiendo la generación moderada de depósitos turbidíticos producto de la suspensión turbulenta.
- d) Deltas de margen de plataforma (Fig. 1-5b-C): Se forman cuando la caída del nivel de mar alcanza o incluso sobrepasa el límite de la plataforma. Sus clinoformas crecen en paralelo al margen de la plataforma preexistente, extendiéndose hacia aguas profundas (Suter y Berryhill, 1985; Steel et al. 2000, 2003). Las clinoformas de este tipo de deltas consisten en acumulaciones de sedimentos de desembocadura en sus partes proximales, en ocasiones con evidencias de *slumps*. Las posiciones de prodelta y talud se encuentran muy afectadas por procesos de inestabilidades sedimentarias (Winker 1982; Winker y Edwards 1983; Coleman y Prior 1988; Nemeč et al. 1988; Wignall y Best 2004). En los casos en que la caída del nivel de mar es brusca, estos deltas tienden a ser canibalizados, lo que genera conductos desde la plataforma hasta los cañones del talud, que permiten la transferencia de sedimento hacia e fondo de cuenca y la formación de sistemas turbidíticos (Mellere et al. 2003; Sylvester et al., 2012; Gomis et al., 2016; 2017).

1.4.- Los sistemas deltaicos de la cuenca de Jaca

En la presente tesis se pretende establecer una revisión de los sedimentos deltaicos del Eoceno surpirenico de la cuenca de Jaca. Esta cuenca, que ha sido referente desde la década de los 70 con

estudios clásicos como los de Hehuwat (1970), Soler y Puigdefàbregas (1970) o Puigdefàbregas (1975), o más recientemente Montes (2002), representa un ejemplo excepcional del relleno de una cuenca *piggyback*, y con excelente preservación desde sus fases de sedimentación marina más profunda, a la sedimentación deltaica y fluvial que culmina con los sistemas aluviales que colmatan la cuenca. Los estudios clásicos anteriormente mencionados ofrecen una solución a dicho relleno con validez todavía hoy en día. No obstante, existen todavía interrogantes abiertos en cuanto al estudio de facies y su interpretación en base a conceptos de estratigrafía secuencial, particularmente de los depósitos deltaicos y transicionales. Los estudios estratigráficos y sedimentológicos realizados hasta la fecha no ahondan más allá de la interpretación descriptiva en base al establecimiento de las diferentes formaciones que conforman el relleno sedimentario de la cuenca de Jaca. Por otro lado, las formaciones deltaicas, como la Formación de la Arenisca de Sabiñánigo objeto de estudios anteriores como los de Lafont (1994) o Bauer (2008), son un ejemplo ideal para la aplicabilidad de un estudio de facies detallado bajo un punto de vista de estratigrafía secuencial. Esta formación cuenta con afloramientos extensos, con buena conexión física entre ellos y de una calidad excepcional a lo largo de toda la cuenca, condiciones que permiten realizar observaciones de manera continua de las facies que lo conforman y de cómo unas suceden a las otras desde áreas más proximales a más distales. Además, se pueden realizar observaciones tanto de las relaciones entre los sedimentos deltaicos como de su tránsito desde los sistemas más profundos del Grupo Hecho y hasta su paso a los sistemas más continentales.

Cabe destacar también el hecho de que la sedimentación en la cuenca de Jaca se da dentro de un contexto de tectónica compresiva activa, lo que supone un reto en la aplicabilidad de los conceptos de estratigrafía secuencial y de clasificación de sistemas deltaicos. La impronta tectónica implica una alteración de los factores de control llevándolos más allá de un simple punto de vista eustático, y además provoca alteraciones en la geometría de la cuenca ejerciendo modificaciones en los procesos de sedimentación en cada sistema sedimentario.

Así pues, esta tesis se centra en el establecimiento de los diferentes sistemas sedimentarios que conforman el relleno de la cuenca de Jaca. En particular se aborda el estudio detallado de las formaciones margosas transicionales y sus areniscas asociadas que suponen el remplazamiento de la sedimentación marina profunda, la cual dominó la cuenca durante el Eoceno inferior y medio, por la continental cuya progresiva instauración en la cuenca de Jaca caracteriza desde el Eoceno medio y superior hasta el Oligoceno. Geográficamente, los sedimentos estudiados abarcan la zona comprendida entre el anticlinal de Boltaña y el meridiano de Berdún. Concretamente, la zona estudiada se encuentra enmarcada entre los vértices definidos por las coordenadas s, 673386; 4725771 NW y 749345; 4695381 SE (WGS84, UTM 30N) (Fig. 1-6).

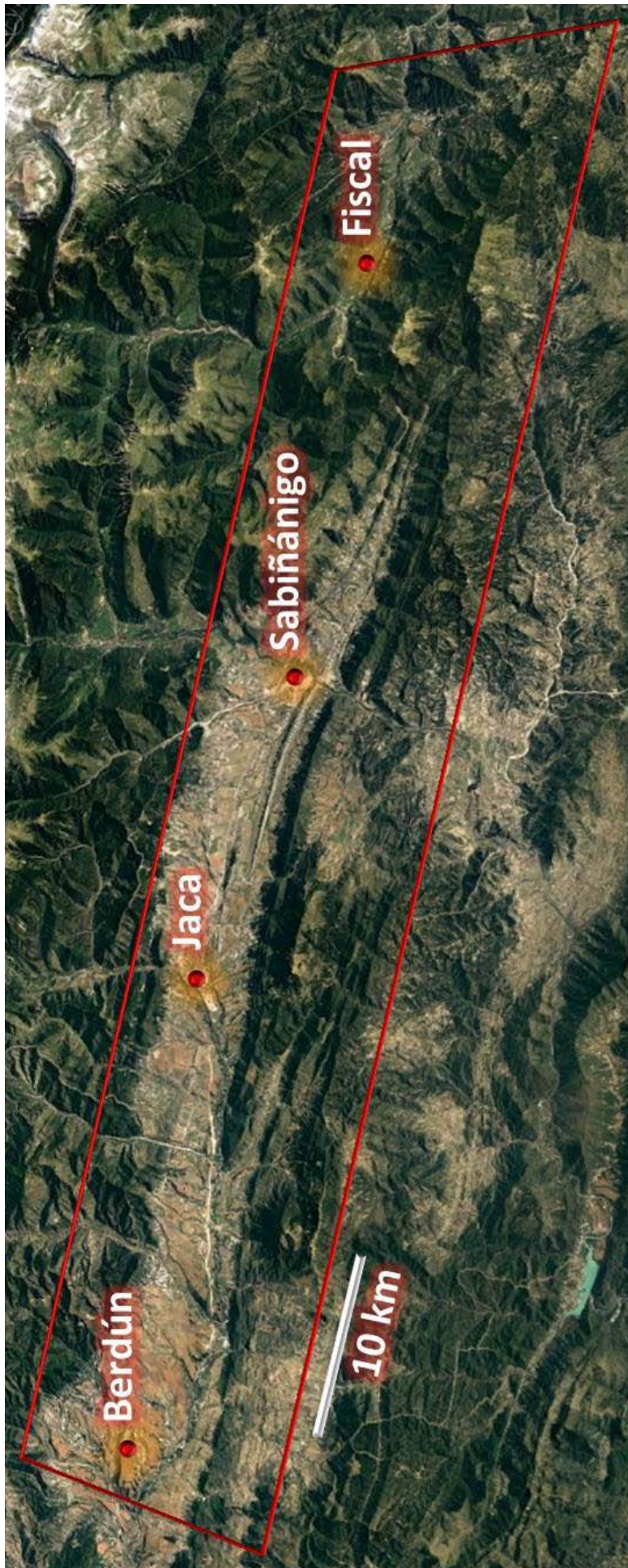


Fig. 1-6. Image satélite con los límites del área de estudio .

Capítulo 2

2.- Objetivos y metodología

2.1.- Objetivos

El trabajo que aquí se presenta pretende llevar a cabo una revisión de los sedimentos que forman el relleno de la cuenca molásica de Jaca , poniendo especial énfasis en su interacción con la intensa actividad tectónica que actúa en la zona desde el Eoceno medio hasta el Mioceno. Los objetivos principales son los siguientes:

- Revisar y ampliar la cartografía existente de los medios de transición y aluviales de la cuenca de Jaca y definir las distintas unidades litoestratigráficas y los sistemas deposicionales de gran escala y larga duración con los que se produce el relleno sedimentario de la cuenca de Jaca, desde los ambientes marinos profundos del Eoceno medio hasta los continentales aluviales del Oligoceno.
- Realizar un análisis de facies y sus asociaciones de facies que forman el sistema deltaico de Sabiñánigo y establecer sus unidades operativas genéticamente relacionadas, a lo largo de la cuenca de Jaca desde el oeste del anticlinal de Boltaña.
- Establecer los diferentes patrones de apilamiento en la Arenisca de Sabiñánigo y sus sistemas deposicionales .
- Caracterizar el sistema deltaico de Sabiñánigo desde un punto de vista dinámico basado en la posición respecto a la plataforma, así como establecer la relación entre espacio de acomodación y aporte de sedimento.
- Definir los factores de control alogenéticos/autogenéticos y su expresión en el registro sedimentario.
- Establecer las principales correlaciones estratigráficas entre el sector de Jaca y el sector de Fiscal.
- Determinar la paleogeografía de la arenisca de Sabiñánigo en el contexto del Eoceno superior en la cuenca Surpirenaica occidental.

2.2.- Metodología

La metodología utilizada se puede agrupar en tres grandes bloques interconectados. El primero concierne a los métodos utilizados antes y durante el trabajo de campo, el segundo está relacionado con el trabajo de elaboración de los datos de campo y el tercero comprende la discusión de los resultados y la obtención de las conclusiones.

2.2.1.- Recopilación bibliográfica

La revisión bibliográfica ha sido constante a lo largo de todo el proceso de elaboración de la tesis. Se ha tenido en cuenta la bibliografía de carácter geológico regional y la literatura específica de conceptos y

métodos de estratigrafía general y análisis de facies. También se ha considerado importante las aplicaciones en otras cuencas, con el fin de buscar semejanzas y usar estos casos como análogos. Toda la gestión bibliográfica se ha llevado a cabo utilizando el *software* Mendeley®.

2.2.2.- Elaboración de la base de datos

Con fines cartográficos, se ha elaborado una base de datos a partir de ortofotografías por satélite de la serie PNOA-2009, mapas topográficos 1:25.000 en formato *shapefile* y modelos de elevación terrestre (MDT) elaborados con *LIDAR* con resolución de 5 metros/píxel. Todos estos mapas, con base georeferenciada con *DATUM ETRS89* en la *UTM 30*, se han obtenido de la base de datos del Instituto Geográfico Nacional (IGN). A los modelos de elevación terrestre se les ha aplicado un procesado utilizando *Surface Analysis* en *ArcMap* que permite la extracción de un archivo sombreado (Fig. 2-1). Este procesamiento ha resultado una gran herramienta para la elaboración de cartografías en zonas en las que el uso de ortofotografías presenta dificultades por la vegetación o relacionadas con su resolución.

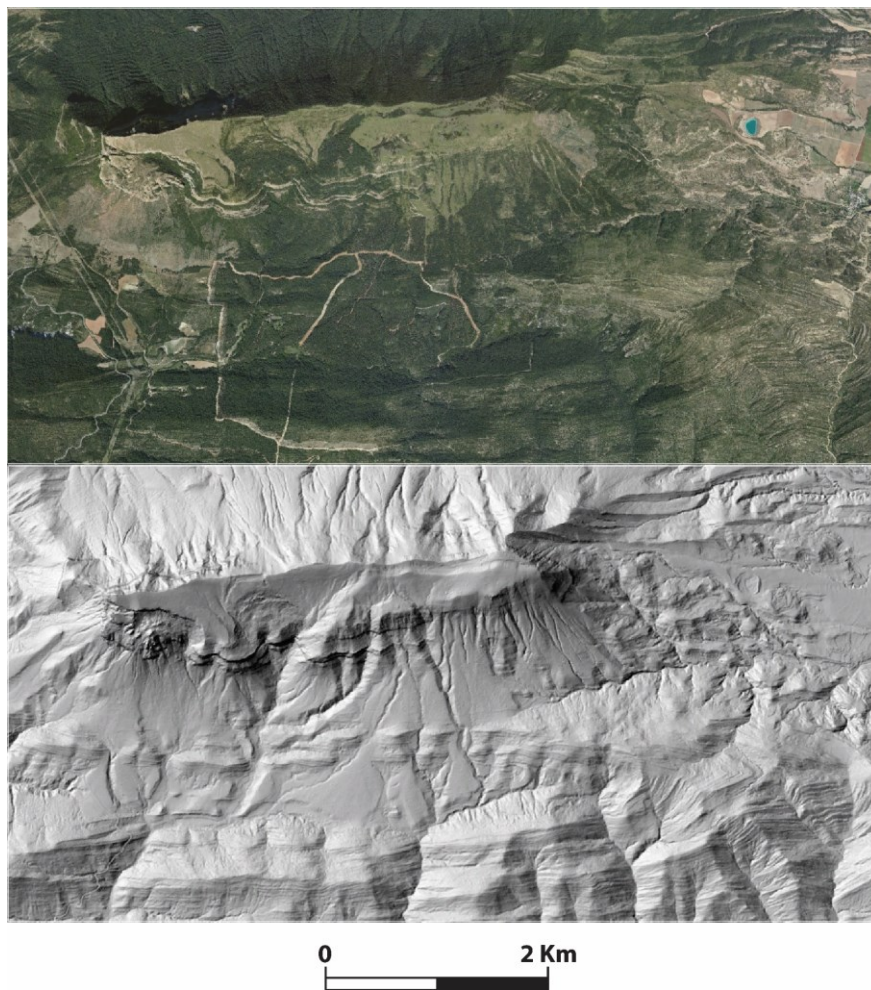


Fig. 2-1. Comparativa entre la ortofotografía del área comprendida entre el sinclinal de Oroel y el anticlinal de Atarés y su correspondiente modelo de elevación del terreno.

2.2.3.- Cartografía Geológica

La cartografía geológica de la cuenca de Jaca realizada cubre un área aproximada de 1160 km², y se encuentra comprendida entre el área de Berdún, al oeste y el anticlinal de Boltaña, al este. En esta zona el interés se ha centrado sobre todo en los sistemas sedimentarios que conforman el paso gradual entre los sistemas turbidíticos del Grupo Hecho a los medios de transición y su culminación en los sistemas aluviales, en el flanco norte del sinclinal del Guarga. Dicha cartografía se ha realizado en dos etapas. La primera de ellas (Fig. 2-2) ha consistido en la foto-interpretación detallada a partir de las imágenes satélite y los (MDT) de los fotohorizontes y las estructuras mayores presentes en el área de estudio en base georeferenciada mediante la utilización del software Google Earth Pro®. El trazado de fotohorizontes (en el sentido de Sgavetti, 1992) y su posterior corroboración sobre el terreno ha permitido establecer el marco estratigráfico primario con valor cronoestratigráfico relativo de referencia. Este marco debe contemplarse como el esquema de correlación de primer orden de la zona estudiada, el cual resulta de gran utilidad ya en la etapa de campo, para la confección de columnas estratigráficas. La correlación de primer orden permite tener una orientación de la situación estratigráfica dentro de sistemas deposicionales concretos que se han ido perfilando a lo largo del estudio.

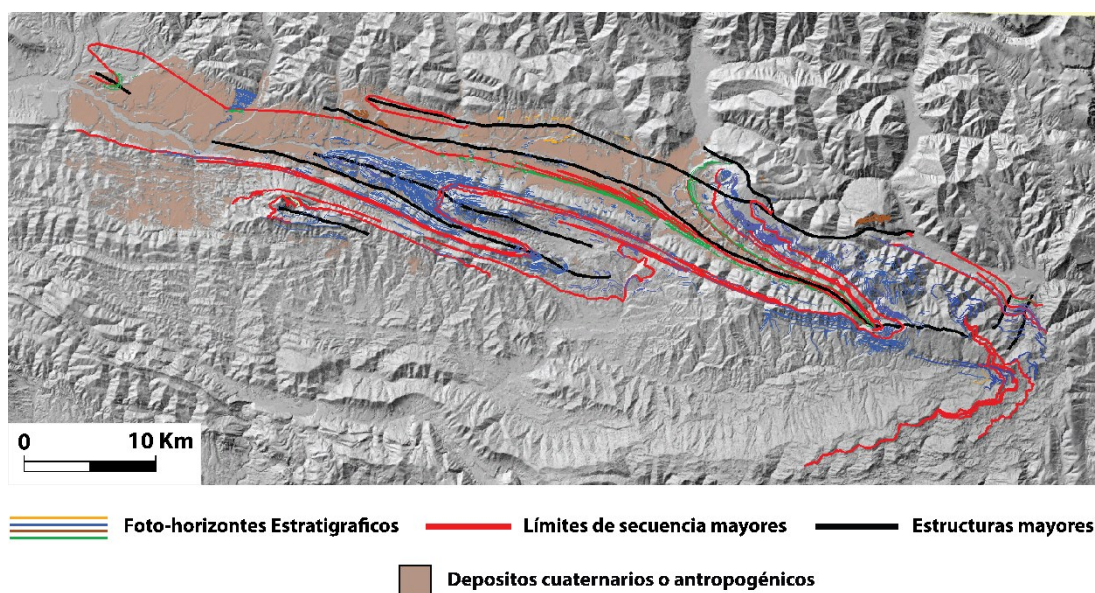


Fig. 2-2. Cartografía de fotohorizontes de primer orden (líneas maestras con carácter cronoestratigráfico) en el flanco norte del sinclinal del Guarga de la cuenca de Jaca.

En un segundo estadio (Fig. 2-3 y anexo.1) se ha procedido a elaborar el mapa geológico final usando el software Adobe Illustrator CS6®, incluyendo los diferentes fotohorizontes interpretados, ya validados sobre el terreno, y obteniendo de este modo una cartografía que permite la representación de los diferentes sistemas deposicionales de gran escala del margen norte de la cuenca de Jaca.

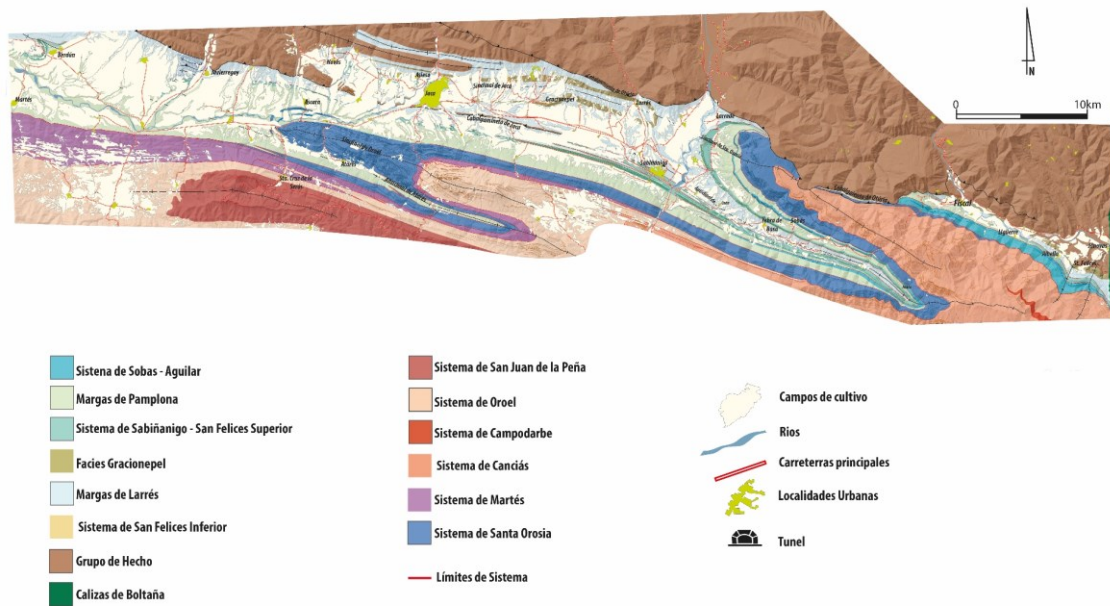


Fig. 2-3. Cartografía general de las secuencias deposicionales de la cuenca de Jaca. Puede ser consultada en el Anexo 1

2.2.4.- Secciones estratigráficas

Alternando con las labores de cartografía, se han ido midiendo diversas columnas estratigráficas a lo largo de la zona de estudio. En total se han medido en 28 secciones diferentes (Fig. 2-4). 4 columnas fueron cedidas por el director de esta tesis, algunas de ellas ya previamente publicadas en Remacha y Picart (1991) y todas fueron revisadas en campo (secciones 7, 8, 12 y la parte concerniente a la arenisca de Sabiñánigo de la sección 10) para su integración en este estudio. De todas las columnas elaboradas a lo largo de esta tesis, 5 de ellas son generales ya que involucran todas las unidades presentes en el área de estudio (secciones 2, 6, 10, 20 y 25) y el resto, incorporan el máximo de unidades, aunque la mayoría se centran en la arenisca de Sabiñánigo.

La medición de las columnas estratigráficas (Fig. 2-5) se llevó a cabo con el máximo detalle posible a nivel de capas individuales utilizando una vara de Jacob y un flexómetro. Además de las características de espesor, litología, contactos, estructuras sedimentarias y geometría de las capas, se anotó la dirección y/o sentido de las paleocorrientes, contenido fósil y otras características relevantes. La ubicación de grupos de capas, puntos de muestreo y toma de fotografías se georreferenciaron sobre el terreno con un GPS Garmin. La elección de la localización de cada una de las secciones se ha establecido teniendo en cuenta una perspectiva de análisis de facies y un marco de correlación lo más detallado posible. También se han levantado columnas en zonas donde la cartografía presentaba problemas con la finalidad de establecer el anclaje de una correlación precisa de los cuerpos sedimentarios y sus transiciones de facies. El diseño gráfico de las columnas estratigráficas se realizó mediante el software Adobe Illustrator CS6®.

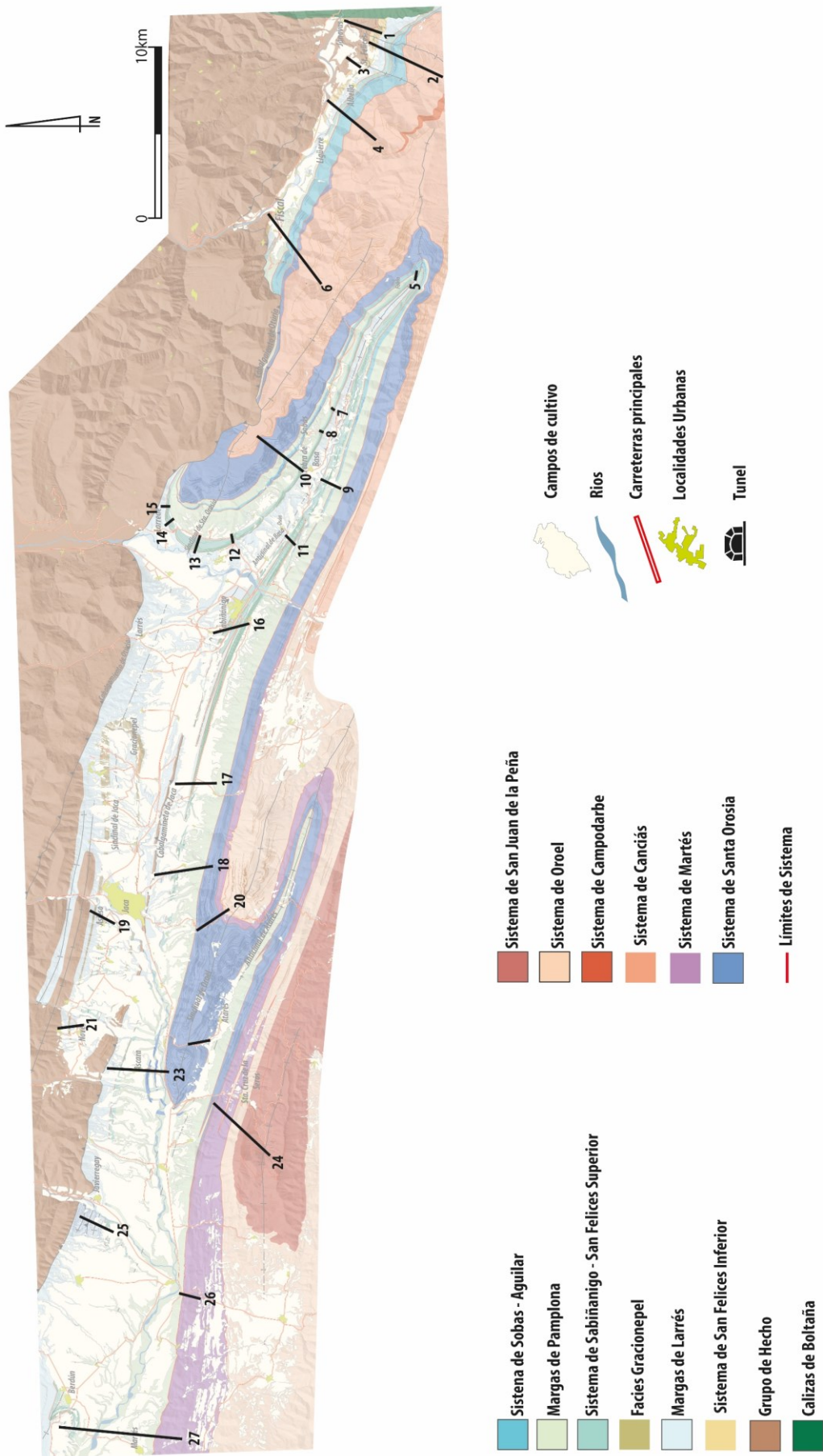


Fig. 2-4. Localización de las secciones estratigráficas medidas en el área de estudio.

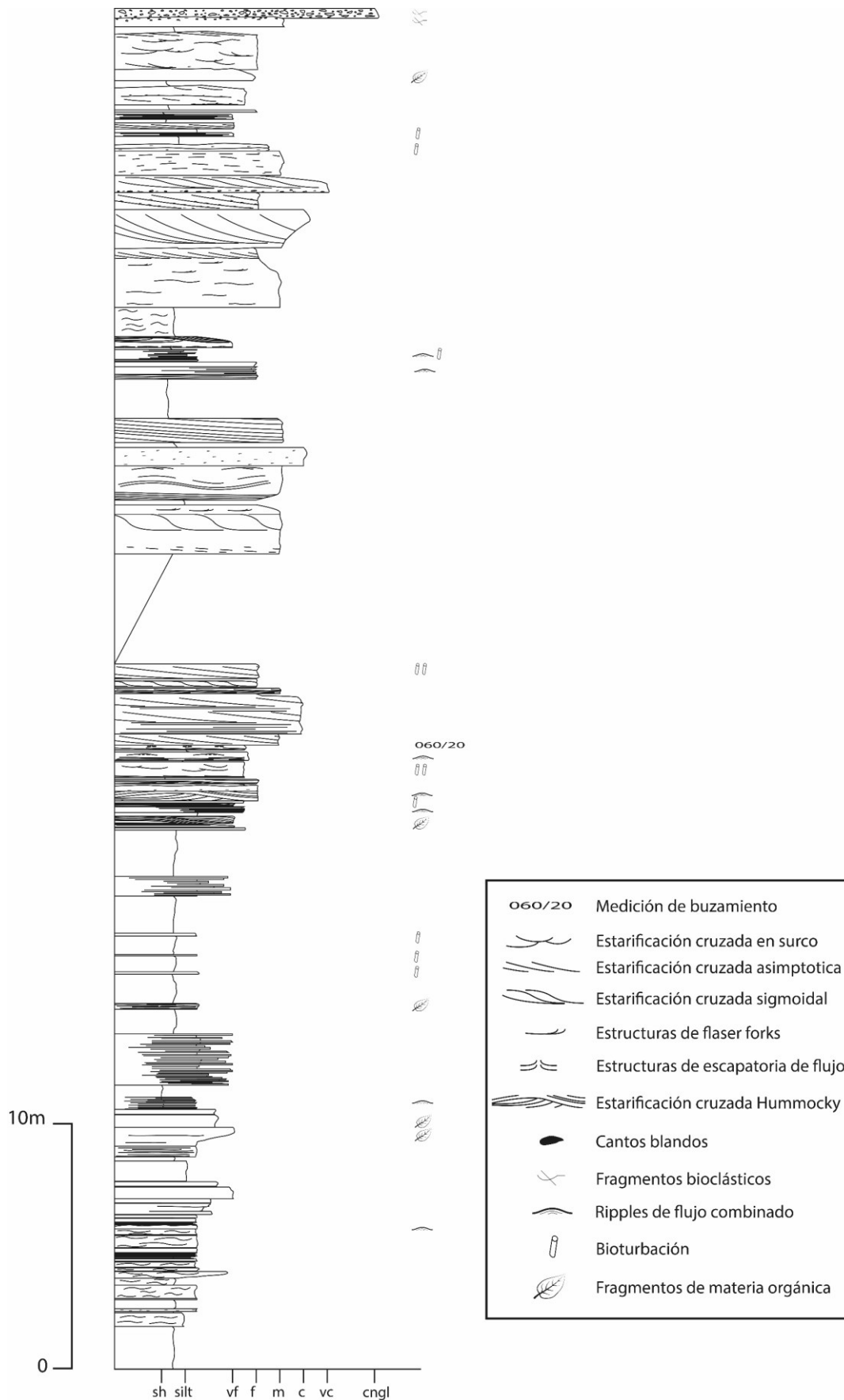


Fig. 2-5. Ejemplo de representación gráfica de las columnas estratigráficas y parte de la simbología usada en este trabajo. Fragmento extraído de la parte alta de la sección 13-Las Gargantas.

2.2.5.- Muestreos para estudios paralelos de petrología y dataciones

Esta tesis se ha desarrollado paralelamente, y en buena medida coordinada con la tesis realizada por Marta Roigé que estudia la caracterización petrográfica y la procedencia de los sedimentos de la cuenca de Jaca. En las columnas estratigráficas levantadas se han recolectado muestras para su estudio petrográfico con un espaciado que varía dependiendo de la representatividad de cada uno de los sistemas sedimentarios en cada sección analizada. Las series muestreadas se corresponden con las columnas 2, 6, 10, 20 y 24 incluidas en este trabajo. Los resultados del estudio petrográfico pueden consultarse en Roigé *et al.* (2016 y 2017a).

Por otro lado, se procedió a la recolección de muestras para estudios de biozonación a través de la bioestratigrafía de nanoplancton. Para este estudio se recopilaron muestras de sedimentos marinos margosos de las columnas 1, 2, 4, 9, 10, 18, 19 y 20. El muestreo para el estudio bioestratigráfico se llevó a cabo mediante la recolección de múltiples muestras de manera continua con un espaciado de 15/20 m. por muestra. El estudio posterior se realizó siguiendo la metodología de Backman y Shackleton (1983) y los resultados parciales pueden consultarse en Isern (2016).

2.2.6.- Análisis de facies

El análisis de facies de esta tesis se ha elaborado a partir de la metodología genética propuesta por Mutti (1992), basada en dos aspectos claramente diferenciados. Se inicia con la descripción detallada de características objetivas y observables de los estratos, como por ejemplo la litología, espesor, estructuras sedimentarias, contactos y geometrías, pero va mucho más allá ya que se orienta el estudio a los aspectos interpretativos como son los procesos de transporte y deposición del sedimento, así como las relaciones verticales y laterales de facies y su patrón de apilamiento en grupos de estratos. El segundo aspecto, organiza los grupos de estratos en asociaciones de facies que definen los ambientes deposicionales y que, se utilizarán finalmente para establecer marcos de estratigrafía secuencial. El establecimiento de sistemas deposicionales de alta frecuencia permite definir los *systems tracts* y las secuencias de distinto orden jerárquico (escalas de cuarto, tercero y segundo orden).

2.2.7.- Correlación estratigráfica y análisis estratigráfico

La correlación estratigráfica se llevó a cabo en una primera etapa en la que se correlacionaron todas aquellas superficies con expresión foto-estratigráfica, que involucran cambios de facies netos. Éstos se manifiestan a escala de la zona de estudio e incluyen las discontinuidades reconocidas ya en la literatura y en los mapas de la zona estudiada (Puigdefàbregas, 1975 y Montes, 2002), así como los fotohorizontes con gran continuidad y contraste de fotofacies que cruzan las diferentes secciones analizadas. El trazado de todo este conjunto permitió obtener un primer marco de unidades litoestratigráficas informales, las cuales definen grupos de estratos equivalentes temporales. Tras una revisión y validación sobre el

terreno se realizó una correlación más detallada que permitió identificar los distintos sistemas deposicionales contemporáneos.

El análisis genético de facies previo de un sistema determinado permite validar o descartar la coherencia de la evolución y el cambio de facies, sus respectivas asociaciones de sistemas deposicionales y su arquitectura estratigráfica, con la definición de modelos de *facies tracts*. El interés de definir los *facies tract* recae en que permiten establecer un modelo de facies predictivo.

2.2.8- Síntesis paleogeográfica

Junto al estudio estratigráfico, se ha elaborado una reconstrucción paleogeográfica que ha tenido en cuenta no tan solo los datos bibliográficos y los obtenidos en este trabajo, sino también la integración con estudios paralelos de disciplinas geológicas complementarias llevados a cabo en la cuenca. La reconstrucción paleogeográfica obtenida de la cuenca de Jaca incluye información sobre los ambientes sedimentarios presentes en cada unidad, los episodios evolutivos del sistema deltaico de Sabiñánigo, la información de cómo estos sistemas sedimentarios redistribuyeron sedimento a sus subambientes y también tiene en cuenta su interacción con las estructuras tectónicas que se desarrollaron a lo largo del Eoceno medio y superior.

Capítulo 3

3.- Contexto geológico

3.1.- Contexto general de los Pirineos

Los Pirineos constituyen un orógeno asimétrico de doble vergencia, formado por la subducción y posterior colisión de la placa Ibérica bajo la Euroasiática entre el Cretácico superior (Santonense) y el Mioceno inferior (Fig. 3-1). El orógeno está flanqueado a norte y sur por las cuencas de antepaís de Aquitania y del Ebro respectivamente (Choukroune *et al.*, 1989; Roure *et al.*, 1989; Muñoz, 1992; Vergés *et al.*, 2002; Teixell, 1998; Mouthereau *et al.* 2014; Teixell *et al.*, 2016). La colisión entre las dos placas se produjo de manera oblicua, dando lugar a una evolución diacrónica en el proceso orogénico, de este a oeste.

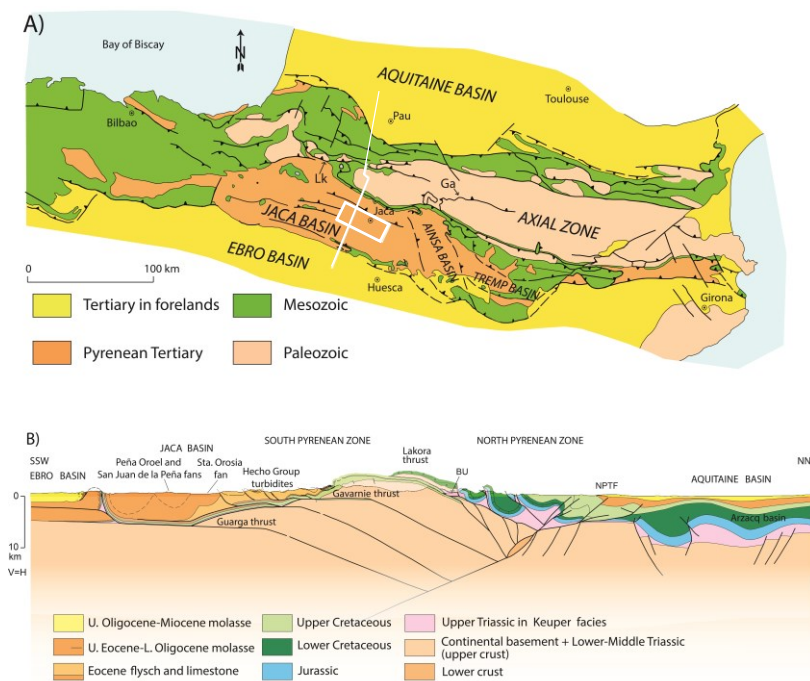


Fig. 3-1. A) Mapa simplificado de la estructura general de los Pirineos y B) Corte estructural a través de los Pirineos. La línea blanca representa el trazado del corte estructural y el recuadro la ubicación del área de estudio. Modificado de Teixell *et al.* (2016).

Las estructuras que dieron lugar al levantamiento de los Pirineos, en parte son heredadas de otras previamente formadas, tanto durante la orogenia Varisca como en la posterior etapa de *rifting* que tuvo lugar en una primera fase con la apertura del Atlántico norte durante el Pérmico superior y el Triásico inferior y después en una segunda etapa relacionada con la apertura del Atlántico sur a lo largo del Jurásico y el Cretácico Superior (Puigdefábregas y Suquet, 1986; Ziegler, 1989 y Ziegler *et al.*, 2001).

Durante la etapa de *rift* del Cretácico inferior se generaron pequeñas cuencas someras con elevada subsidencia como la cuenca de Orgañá (Peybernès y Souquet, 1984). Durante el Aptiense, los

movimientos de transurrencia en las estructuras produjeron la apertura del golfo de Vizcaya (Le Pichón 1971), generando cuencas transtensivas con sedimentación marina profunda (Souquet *et al.*, 1985; Garcia-Modejar 1989) y todo ello asociado a anomalías térmicas producidas por el adelgazamiento cortical y el emplazamiento de material mantélico. Esta situación se alargó durante el Cenomaniense, donde las cuencas se hicieron cada vez más extensas, perdurando bajo estas condiciones hasta el Santiense (Peybernès y Souquet, 1984; Simó, 1985), donde el régimen orogénico cambió para pasar a condiciones puramente compresivas que se prolongaran hasta el Mioceno inferior (Fig. 3-2).

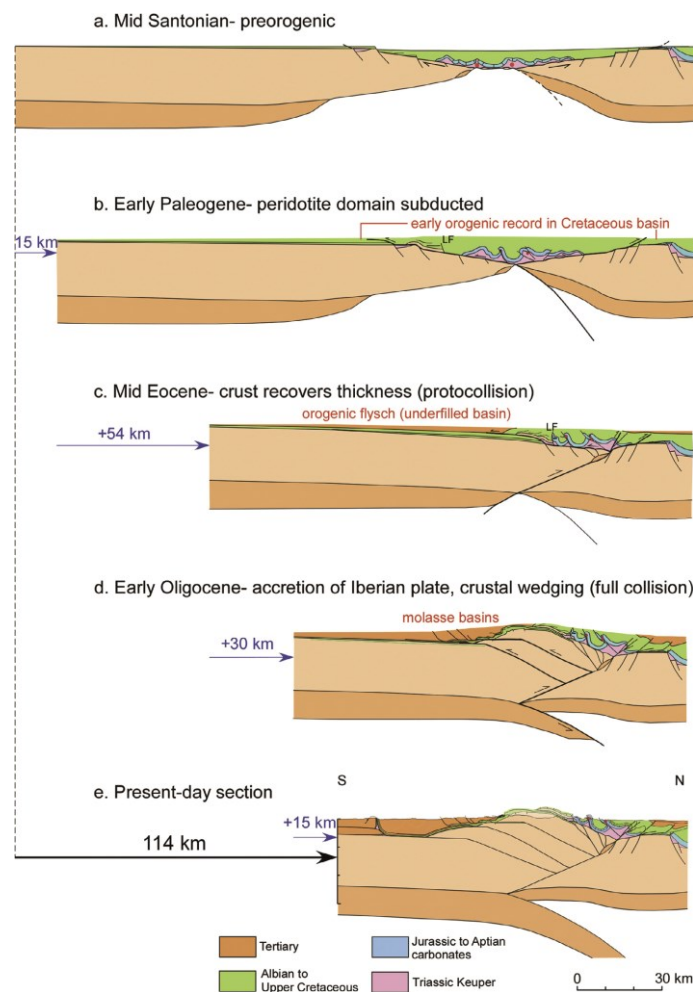


Fig. 3-2. Reconstrucción desde el fin del estadio rift al fin del estadio orogénico del sector centroeste de los Pirineos. Tomado de Teixell *et al.* (2016).

Durante el estadio compresivo se distinguen dos zonas de deformación principales, al norte y al sur, separadas entre sí por la Zona Axial la cual está constituida por un conjunto de materiales metamórficos de edades comprendidas entre el Cambro-ordovícico y el Devónico, por materiales del flysch del Carbonífero y por granitoides tardi-variscos (Debon *et al.*, 1996).

La zona Norpirenaica (*retrowedge*) (Fig. 3-3) se constituyó a partir de la inversión de las cuencas extensionales mesozoicas (Lagabrielle *et al.*, 2010) a favor de estructuras con vergencia norte que se pierden en los sedimentos Eocenos de la cuenca de Aquitania. Estas estructuras forman un conjunto de pliegues anticlinales kilométricos como por ejemplo el anticlinal de Lacq, conocido por estudios relacionados con la exploración de hidrocarburos (Winnock y Pontalier, 1970; SNEAP, 1991). En esta zona los sedimentos sintectónicos carecen del grado de preservación que sí puede observarse en la Zona Surpirenaica, debido a que tanto el tiempo de deformación como el grado de acortamiento es menor en el flanco norte que en el flanco sur (Teixell, 1998). La zona Norpirenaica tiene su límite en la Falla Norpirenaica, caracterizada por tener asociado un metamorfismo térmico que afecta a la serie pre-Albiense, y que está relacionado con el ascenso de rocas mantélicas que además desarrollaron un volcanismo durante el Cretácico (Vielzeuf y Kompobst, 1984; Golberg *et al.*, 1986).

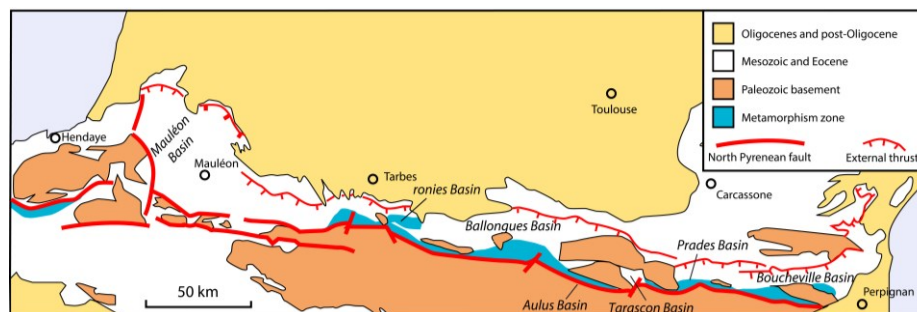


Fig. 3-3. Mapa sintético de la Zona Norpirenaica. Modificado de Lagabrielle (2010).

La zona Surpirenaica (*pro wedge*) se caracteriza por un conjunto de pliegues y cabalgamientos con vergencia sur, localizados al sur de la falla Norpirenaica. Los materiales que conforman esta zona agrupan los sedimentos paleozoicos y mesozoicos pre-tectónicos, que en la zona este y centro crean un relieve de basamento conocido como la Zona Axial (Williams y Fischer, 1984; Muñoz *et al.*, 1986; Muñoz, 1992). Por otro lado, se puede diferenciar un segundo grupo de materiales sintectónicos con la formación de los Pirineos, depositados desde el Cretácico superior al Mioceno inferior, y que se agrupan para dar lugar a la Cuenca Surpirenaica.

3.1.1- La cuenca Surpirenaica

Entre el final de la etapa de *rifting* y el inicio de la etapa orogénica, tuvo lugar la transgresión del Cenomaniense-Santonense acompañada de una sedimentación marina generalizada que fue reemplazada por una etapa regresiva en toda la cuenca Surpirenaica, en la que los sistemas continentales progradan, quedando restringidas las facies marinas al extremo más occidental de la cuenca (Plaziat, 1981). Con el inicio del Paleoceno se produce una nueva transgresión caracterizada por la formación de plataformas carbonatadas que finaliza en el Ilerdense medio-superior (Eichenseer, 1988; Betzler, 1989; Robador, 1991; Robador *et al.*, 1991; Serra-Kiel *et al.*, 1998; Pujalte *et al.*, 1993, 2000). En el Ilerdense

superior se produce un importante cambio de ciclo con la creación de un surco sedimentario dominado por aportes clásticos del orógeno emergido en el área oriental (Puigdefábregas y Souquet, 1986; Puigdefábregas *et al.*, 1991; Barnolas, 1992; Barnolas y Gil-Peña, 2002), así como el inicio de la compartimentalización de la cuenca Surpirenaica por el emplazamiento de la Unidad Surpirenaica Central (Seguret, 1972) iniciada en el Cuisiense inferior y que a lo largo del Eoceno genera diferentes estadios de conexión y desconexión entre distintos sectores:

- a. El sector de Tremp-Graus, que limita al norte con el cabalgamiento de Bóixols, las Sierras Marginales al sur y la Falla del Segre al este. Internamente, debido al cabalgamiento del Montsec, se subdividen las sub-cuencas de Tremp-Graus, en el bloque superior, de la sub-cuenca de Àger en el bloque inferior. El alto del Montsec, separaría ambos sectores aunque en determinados momentos se comportan como una sola cuenca durante el Eoceno, (Mutti *et al.*, 1988). Durante el Mastrichtiense y el Eoceno inferior, el cabalgamiento de Montsec actuaba como un alto que en ciertos estadios conllevaba la desconexión entre la sub-cuenca de Àger y la sub-cuenca de Tremp (Mutti *et al.*, 1988; Gómez-Gras *et al.*, 2016).
- b. El sector de Aínsa, separado de la cuenca de Tremp-Graus por la falla de la Foradada o la zona de pliegues y cabalgamientos de la Fueva, limita al norte con el cabalgamiento de Peña Montañesa, relacionado con la lámina cabalgante de Montsec-Peña Montañesa (Fernández *et al.*, 2012) y al oeste por el anticlinal de Boltaña. Este sector contiene en su mayor parte facies de talud que representan la transición entre el dominio de la sedimentación continental en el área de Tremp y la sedimentación marina profunda en el área de Jaca a lo largo del Eoceno inferior.
- c. El sector de Jaca se desarrolla desde el anticlinal de Boltaña, al este, hasta la falla de Pamplona, al oeste, que la limita con la cuenca Vasco Cantábrica (Brinkmann y Logters, 1968; Larrasoña *et al.*, 2003). Al norte, el sector de Jaca limita con las Sierras Interiores, constituidas por los materiales del Cretácico, por las calizas del límite Paleoceno-Eoceno y por la parte inferior de los sedimentos turbidíticos del Grupo de Hecho, también del Luteciense. Estas se constituyen por un conjunto de láminas cabalgantes donde se conservan los anticlinales de bloque superior con traslación meridional y orientación oeste noroeste este-sureste (Teixell, 1992, 1996; Alonso y Teixell, 1992). Al sur limita con las Sierras Exteriores, que representan el afloramiento más meridional del frente cabalgante Surpirenaico en la zona aragonesa (Millán-Garrido *et al.*, 1995; Teixell y Sansegundo, 1995; Pueyo *et al.* 1999).

3.2.- La cuenca de Jaca

La cuenca de Jaca es un surco sedimentario elongado de 140 km de largo por 40 km de ancho, generado al frente del margen sur de los Pirineos al mismo tiempo que se producía el relleno sedimentario con un espesor variable desde el Eoceno inferior hasta el Oligoceno superior.

En el interior de la cuenca de Jaca se pueden establecer dos estadios evolutivos claros. Un primer estadio *foredeep*, caracterizado por una alternancia de depósitos turbidíticos de areniscas y margas (Grupo de Hecho) intercaladas con extensos niveles de carbonatos resedimentados, conocidos como megaturbiditas o megacapac según el autor (Mutti *et al.*, 1985; Mutti, 1988; Labaume *et al.*, 1985; Barnolas y Teixell, 1994; Payros *et al.*, 1999). Los sedimentos de este estadio se encuentran superpuestos a las Sierras Interiores y tienen representación física hasta aproximadamente la horizontal al norte de Jaca. El segundo estadio corresponde a la etapa molásica, caracterizada por sedimentos deltaicos y continentales del Eoceno superior y Oligoceno, que se extienden de este a oeste a lo largo y ancho de los valles de Jaca y Fiscal y de norte a sur hasta las Sierras Exteriores.

3.2.1.- Estructura de la cuenca

Los Pirineos se construyen a partir de estructuras profundas de basamento junto a otras a nivel de cobertera. A nivel de basamento, en la cuenca de Jaca y se han considerado tres grandes sistemas de cabalgamientos que se distribuyen de norte a sur de más antiguo a más moderno (Labaume *et al.*, 2016; Teixell *et al.*, 2016 y Flich y Camara, 2017) (Fig. 3-4):

1. El sistema imbricado de Lakora/Eaux-chaudes. El cabalgamiento de Lakora definido por Fournier (1905), tiene una mayor expresión en la zona oeste de la cuenca. Este cabalgamiento marca el margen de la cuenca distensiva, ya que en su bloque superior se representan las unidades del Jurásico y Cretácico inferior por encima del basamento Paleozoico, mientras que en su bloque inferior se encuentra el Cretácico superior en contacto estratigráfico directo sobre el basamento Paleozoico. Aunque el momento de su emplazamiento todavía está en discusión, se postula que se produjo en el Santoniense medio (Teixell, 1990).

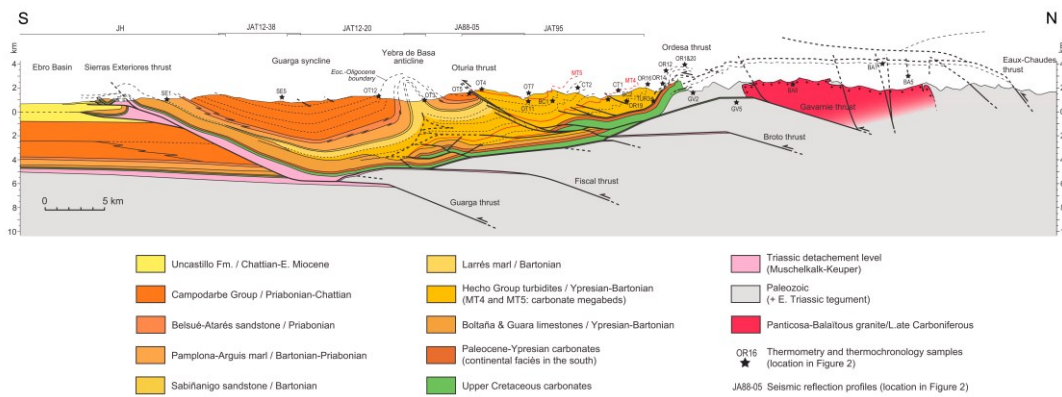
El Cabalgamiento de Eaux-Chaudes fue definido por primera vez por Labaume (1983). Su emplazamiento se dató entre 37 y 47 Ma (Labaume *et al.*, 1985, Jolivet *et al.*, 2007), aunque estudios recientes (Labaume *et al.*, 2016) sugieren una edad de emplazamiento más antigua iniciada en 56 Ma. El cabalgamiento de Eaux-Chaudes se imbrica con el cabalgamiento de Lakora hacia el oeste dejando el margen centro-oriental de la cuenca como la única zona donde tiene expresión física en superficie.

2. El Cabalgamiento de Gavarnie, es el encargado de la deformación antiformal del sistema de cabalgamientos de Lakora/Eaux-Chaudes (Teixell, 1996). Su movimiento se estima entre el

Priabonense y Rupeliense a partir de observaciones en los sedimentos sintectónicos (Puigdefábregas, 1975; Teixell, 1992; Roigé *et al.*, 2016).

3. El sistema de cabalgamientos de Guarga, son las estructuras de basamento más al sur de la cuenca. Su movimiento acontece entre el Rupeliense y el Mioceno inferior (Puigdefábregas y Soler, 1973; Pocoví *et al.*, 1990; Hogan, 1993; Labaume *et al.*, 2016). También formando parte de este sistema se encuentran los cabalgamientos de Broto y el de Fiscal (Labaume *et al.*, 2016), aunque solo tienen expresión en el subsuelo (Fig. 3-4). Este sistema de cabalgamientos desarrolla el sinclinorio de Guarga, donde se acomoda la sucesión de sedimentos transicionales y terrestres de la cuenca de Jaca.

a)



b)

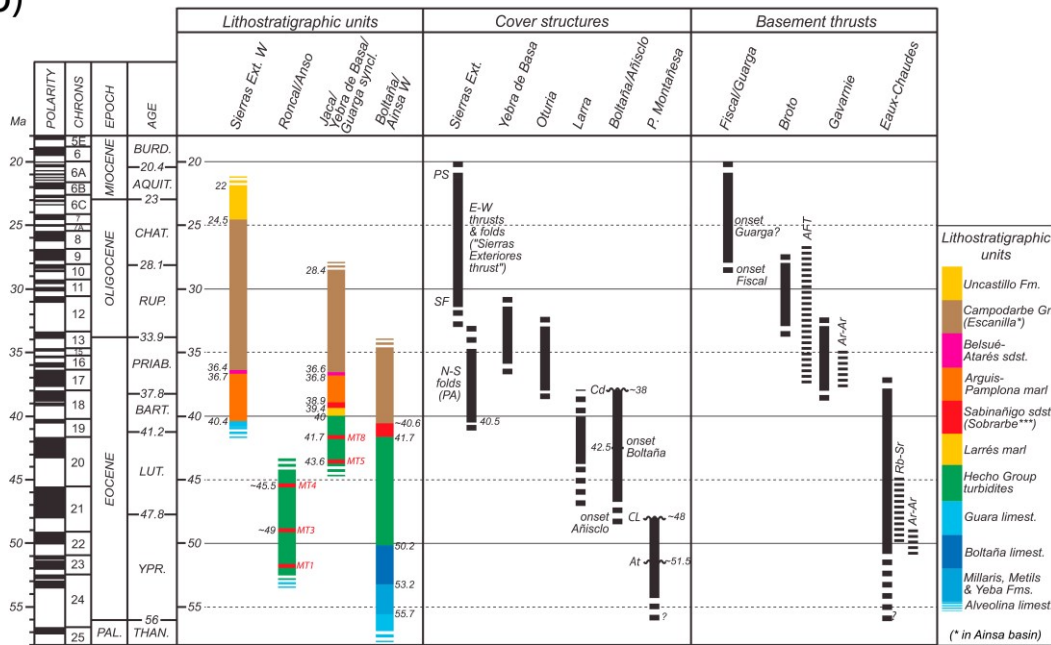


Fig. 3-4. a) corte geológico estructural del sector oriental de la cuenca de Jaca a partir de cartografía geológica combinado con datos obtenidos a partir de perfiles sísmicos b) síntesis estratigráfica en diversos sectores de la cuenca de Jaca combinada con la cronología estructural de los cabalgamientos mayores, tanto de basamento como de cobertera basados en observaciones de campo y compilación de datos de bioestratigrafía, paleomagnetismo y análisis de fission tracks. Tomado de Labaume *et al.* (2016).

Por el contrario, a nivel de cobertera se distinguen cuatro estructuras principales:

1. El cabalgamiento de Ordesa, que engloba el sistema de cabalgamientos de Monte Perdido, conecta hacia norte con el cabalgamiento de Eaux-Chaudes. Su desplazamiento hacia el sur entre el Luteciense y el Bartonense (Labaume *et al.*, 2016) despegan a través de los carbonatos Cretácicos, genera el plegamiento en forma de *chevrons* del Grupo de Hecho (Ten Haaf *et al.*, 1971; Séguret, 1972; Mutti *et al.*, 1988; Holl y Anastasio, 1995; Millán-Garrido *et al.*, 2006; Izquierdo-Llavall *et al.*, 2013; Labaume *et al.*, 2016). Este cabalgamiento fue incluido por Teixell (1992, 1996, 1998) en el sistema de Larra que da lugar a numerosas unidades que forman las Sierra Interiores alto aragonesas al norte de la cuenca de Jaca.
2. El cabalgamiento de Otúria se desarrolla a favor del Triásico como nivel de despegue y se encuentra presente en el margen sur del Grupo de Hecho. Este cabalgamiento llegó a cortar toda la sucesión deltaica y continental, situando las turbiditas del Grupo de Hecho por encima de los conglomerados del Grupo Campodarbe, tal y como se observa en el flanco norte del sinclinal de Santa Orosia. Su movimiento aconteció entre el Priabonense y el Rupeliense Superior (Labaume *et al.*, 2016).
3. El cabalgamiento de Jaca o Yebra de Basa *thrust-fold*, según Labaume *et al.*, (2016), se propaga al este hacia el anticlinal de Basa y conecta con el cabalgamiento de Biniés al oeste. El cabalgamiento de Jaca se enraíza en el subsuelo con el cabalgamiento de Otúria a través de los carbonatos del Cretácico superior. El emplazamiento de esta estructura se estipula entre el Priabonense y el Rupeliense medio a partir de la sedimentación sintectónica de parte del grupo Campodarbe (Labaume *et al.*, 2016).
4. El cabalgamiento de las Sierras Exteriores en el margen sur del sinclinal del Guarga, utiliza como nivel de despegue el Keuper (Millán Garrido *et al.*, 2000, 2006) dando el relieve actual de las sierras exteriores. El emplazamiento de esta estructura se establece entre el Rupeliense y el Mioceno medio (Oliva Urcía *et al.*, 2015; Labaume *et al.*, 2016).

Además de las estructuras ONO-ESE, en el margen sur de la cuenca se desarrollan un conjunto de pliegues norte-sur entre el Bartonense inferior y el Priabonense medio (Poblet y Hardy, 1995; Hogan y Burbank, 1996), que han sufrido una rotación de aproximadamente 40° en sentido horario a lo largo de su crecimiento (Pueyo *et al.*, 2002).

Otra de estas estructuras norte-sur es el anticlinal de Boltaña, que se encuentra en el margen este de la cuenca de Jaca y está relacionado con el cabalgamiento de Eaux-Chaudes y su sistema asociado de Larra. A esta estructura, formada entre el Ypresiense y el Priabonense medio, se le ha calculado una rotación de 52° en sentido horario, en su mayor parte llevada a cabo durante el Priabonense (Mochales *et al.*, 2012; Muñoz *et al.*, 2013).

3.2.2.-Estratigrafía de la cuenca de Jaca

En la Fig.3-5, se sintetizan las principales relaciones estratigráficas entre el Cretácico superior y el Mioceno de la cuenca Surpirenaica central desde el sector de Tresp hasta el sector de Jaca, junto a los estadios evolutivos de este último en el sentido de Remacha et al. (2003).

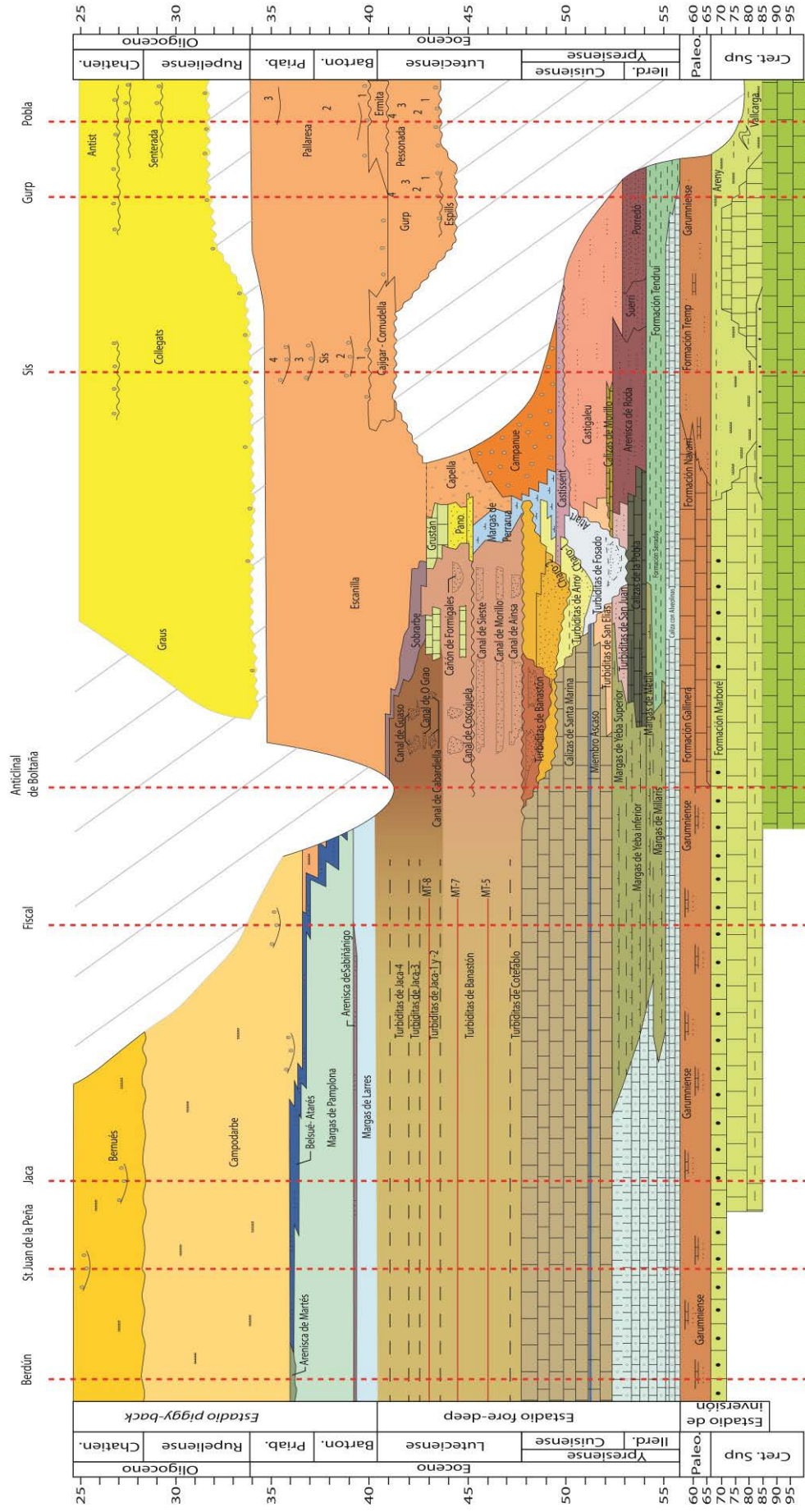


Fig.3-5. Carta cronoestratigráfica con las distintas formaciones y sus relaciones estratigráficas, desde la cuenca de Tremp-Graus a la Cuenca de Jaca junto a sus estadios evolutivos de esta última en el sentido de Remacha et al. (2003). La síntesis tanto estratigráfica como cronológica se han obtenido a partir de datos publicados por Puigdefábregas, (1975); Canudo y Molina, (1988); Bentham et al., (1992); Serra-Kiel et al., (1994); Bentham y Burbank, (1996); Barnolas y Gil-Peña, (2001); Montes, (2002); López-Blanco, (2003); Oms et al. (2003); Kjemperud, (2003); Mochales et al., (2012), (2016); Rodríguez-Pintó, (2012); Muñoz et al. (2013); Beamud, (2013); Costa et al. (2013), Poyatos-Moré, (2014) y Labaume et al., (2016).

El relleno de la cuenca de Jaca se dispone discordantemente por encima de los materiales del yacente Cretácico, deformados durante el inicio de la inversión de las estructuras Mesozoicas, que al norte de Jaca corresponden al sistema de cabalgamientos de Lakora/Eaux-Chaudes (Labaume *et al.*, 1985; Teixell, 1996). Este yacente se caracteriza por depósitos de plataformas carbonáticas con intercalaciones de sedimentos deltaicos de la Arenisca de Marboré, muy típicos y representada ampliamente en las Sierras Interiores. Al sur, en las Sierras Exteriores y al este de la cuenca de Jaca, esta formación de origen deltaico pasa lateralmente a los sedimentos marinos y lacustres que constituyen o caracterizan las facies rojas del Garumniense.

En el Paleoceno y a partir de la progresiva inversión de la estructura Pirenaica, las facies Garumnienses pasan lateralmente a facies de plataformas carbonáticas que se van somerizando hacia el sur, a la vez que evolucionan a sedimentos de mar abierto hacia el noroeste.

El tránsito del Paleoceno al Eoceno registra el *Paleocene-Eocene Thermal Maximum* (PETM), periodo en el cual se registra un aumento de temperaturas entre 5 y 8 grados (Zeebe *et al.*, 2009; McInerney y Wing, 2011; Dunkley Jones *et al.*, 2013) y que se considera como una de las mayores perturbaciones climáticas del Cenozoico (Kennett y Stott, 1991; Zachos *et al.*, 2003). Este evento, precedido por una importante caída del nivel del mar, se hace evidente en las Sierras Interiores con los depósitos deltaicos de la Formación La Pardina (Robador *et al.*, 2009; Pujalte *et al.*, 2011, 2016) los cuales están representados por una sucesión de margas fosilíferas y cuarzoarenitas. Este cambio en el registro sedimentario se produce por la alteración del ciclo hidrológico que intensifica tanto los periodos de lluvias como los de aridez, hecho que favorece la generación de un alto volumen de material clástico.

Durante la transgresión del Ilerdiense, se reestablece la sedimentación carbonática a partir de las Calizas con Alveolinas o Calizas con Sílex, seguida por una segunda etapa de sedimentación de margas de ambientes más profundos que contienen niveles de carbonatos “slumpizados” en su interior conocida como la Formación Millaris (Fig. 3-6). Esta profundización es debida a la carga flexural por el incremento del movimiento del sistema de cabalgamientos de Lakora que se evidencia a través de un retroceso progresivo de la formación de plataformas hacia el sur de la cuenca.(Puigdefàbregas y Suquet, 1986).

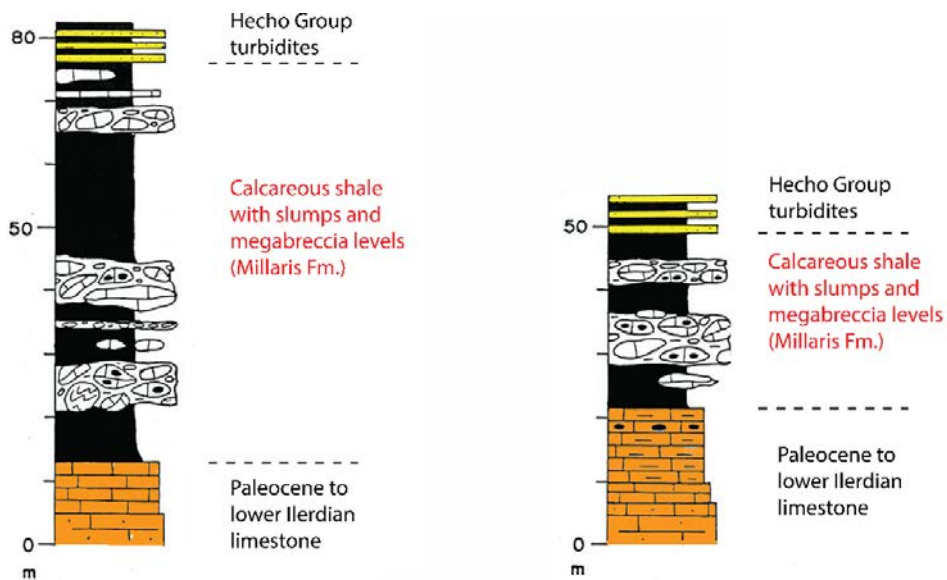


Fig. 3-6. Secciones estratigráficas de la formación Margas de Millaris en las Sierras Interiores. Modificado de Teixell (1992).

Desde el Ilerdiense hasta el límite Luteciense-Bartoniense, el depocentro de la cuenca sigue sometido a una rápida subsidencia por la continua carga orogénica interna. El espacio de acomodación generado se rellena por sistemas turbidíticos siliciclásticos del Grupo de Hecho (Mutti *et al.*, 1972; Mutti, 1985; Mutti *et al.*, 1988; Remacha *et al.*, 2003). Las diferentes unidades del Grupo Hecho muestran un patrón de migración progresiva hacia el sur que permite establecer cuatro grandes unidades regionales distintivas que definen unidades de segundo orden estratigráfico, atribuidas a Unidades Tectono-Sedimentarias o UTS (Remacha *et al.*, 2003) (Fig. 3-7). En este período los sistemas turbidíticos se nutren de los sistemas fluvio-deltaicos que se encuentran más al este (Fig. 3-5), en la cuenca de Tremp-Graus (Mutti *et al.*, 1984, 1985, 1998 Remacha *et al.*, 2003, Roigé *et al.*, 2016). El sistema de talud submarino por el que circulan los flujos turbidíticos está controlado por la tectónica local, en una secuencia de cañones que cortan sucesivamente los diferentes sistemas deltaicos presentes en la cuenca de Aínsa (Fig. 3-8). A partir del Anticlinal de Boltaña y hacia el oeste, estos sistemas turbidíticos están representados por grandes acumulaciones de areniscas, que representan la transición canal-lóbulo a lóbulos turbidíticos de gran continuidad y por último, a sistemas de *basin plain* (Remacha y Fernandez, 2003; Remacha *et al.*, 2005). En el margen sur, las turbiditas del Grupo de Hecho solapan a las plataformas carbonatadas de la de la Formación Boltaña y Guara (Labaume *et al.*, 1985; Puigdefábregas y Souquet, 1986; Barnolas y Teixell, 1994; Mochales *et al.*, 2012; Muñoz *et al.*, 2013) y sus equivalentes profundos, las margas de Yeba y Burgui en el sentido de Cámara y Klimowith, (1985).

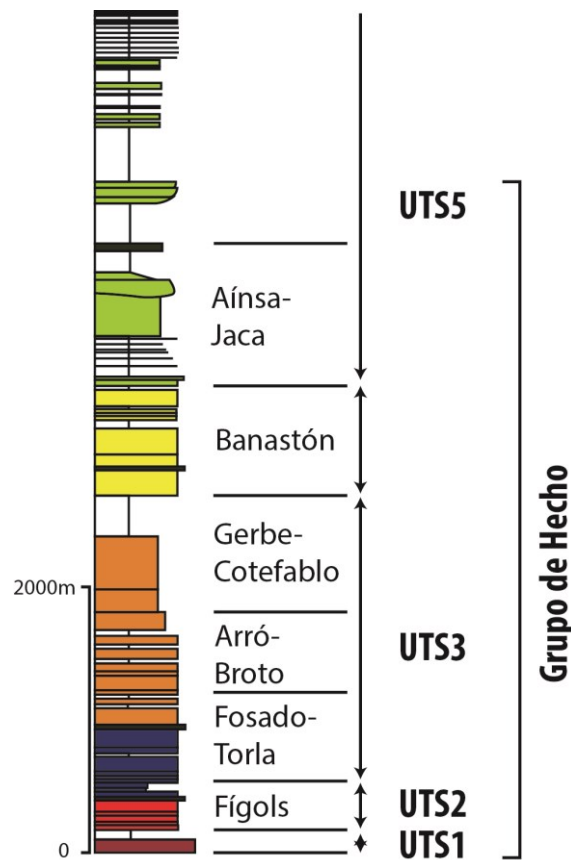


Fig. 3-7. Columna sintética de los diferentes sistemas que forman el Grupo de Hecho y su posición en las diferentes unidades tectonosedimentarias (UTS). Redibujado de Remacha et al. (2003).

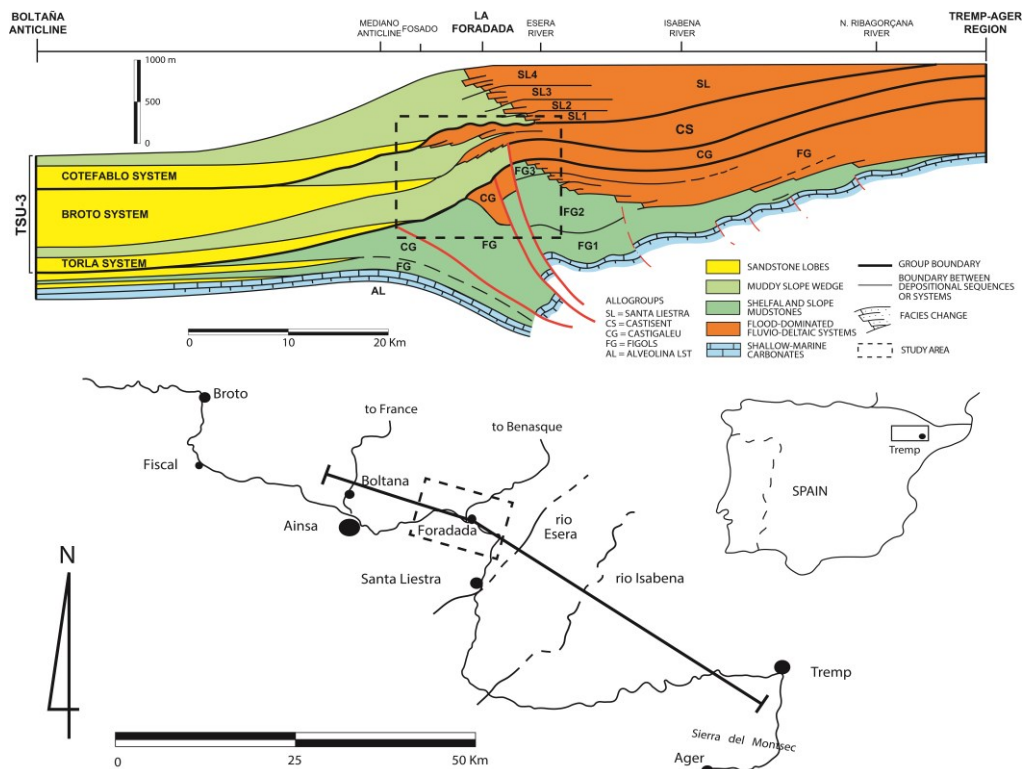


Figura 3-8.- Esquema sintético de las relaciones entre los sistemas deltaicos del sector de Tremp-Graus y los sistemas turbidíticos de parte del Grupo de Hecho. Redibujado de Mutti et al. (1988). La ubicación y edades de los diferentes sistemas puede consultarse en la Fig.3-5.

A partir del Bartonense, los sistemas de cabalgamientos como el de Lakora/Eaux-Chaudes y el de Monte Perdido (Labaume *et al.*, 2016) generan una nueva e importante migración del depocentro de la cuenca, que conlleva una emersión de la Zona Axial situada al norte de Jaca (Fig. 3-4). Este evento provoca que el único punto de entrada de sedimento en la cuenca proveniente del sureste pase a tener una procedencia mixta al recibir aportes puntuales del norte durante su primer estadio de transición, hasta llegar a imponerse el predominio del aporte clástico del norte.

En la sucesión estratigráfica, este evento se registra a partir de una gran discontinuidad en la base de la UTS 5 (Remacha *et al.*, 2003). En la cuenca de Aínsa, este cambio se produce a partir del sistema de canales turbidíticos de Guaso (Mutti *et al.*, 1985, 1988). A su vez, estos depósitos turbidíticos dan paso a los sistemas deltaicos de Sobrarbe (DeFederico, 1981; Dreyer *et al.*, 1999), alimentado por los sistemas fluviales de la Formación Escanilla (Reynolds, 1987). Este cambio en la cuenca de Jaca se manifiesta a través de los lóbulos turbidíticos del sistema de Jaca (Remacha, 1987). Los sistemas turbidíticos de Jaca, derivan de los sedimentos continentales desarrollados al este a partir de la erosión de los Pirineos orientales y el macizo del Ebro (Puigdefàbregas *et al.*, 1992, Caja *et al.*, 2010; Gómez-Gras *et al.*, 2016), son reemplazados por el canal turbidítico del Rapitán, dominado completamente por el aporte procedente del norte (Remacha *et al.*, 1987; Remacha y Picart, 1991; Roigé *et al.*, 2016).

En este momento, la cuenca se ve sometida a una progresiva somerización de sus sistemas sedimentarios, que se manifiesta en el abandono progresivo de la sedimentación turbidítica y en la sedimentación de una potente sucesión de margas prodeltaicas (>500m) conocidas como la Formación Margas de Larrés. Por encima de estas margas se dispone la primera unidad deltaica, la formación Arenisca de Sabiñánigo (Hehuwat, 1970; Soler y Puigdefabregas, 1970 y Puigdefabregas, 1985), que ha sido interpretada como la sedimentación de frente deltaico de la formación Margas de Larrés (Remacha *et al.*, 1987).

La formación Arenisca de Sabiñánigo constituye un excelente nivel guía a lo largo de la cuenca de Jaca, el cual registra un sistema de procedencia mixto con aportes del sureste en su parte inferior y del noreste en su parte superior (Roigé *et al.*, 2016). Hacia techo la arenisca de Sabiñanigo presenta un carácter transgresivo hacia la Formación de las Margas de Pamplona (Mangin, 1960). Estas margas representan los materiales prodeltaicos de la formación deltaica suprayacente correspondiente a la formación Belsué-Atarés (Puigdefàbregas, 1975, Remacha *et al.*, 1987; Hogan y Burbank, 1996; Dreyer *et al.*, 1999).

Al sur, en las Sierras Exteriores, estas unidades deltaicas muestran un carácter sintectónico, evidenciado por la generación de estratos de crecimiento asociados al desarrollo de las estructuras anticlinales, con orientación norte-sur (Millán-Garrido, 1994; Pueyo *et al.*, 2002)(Fig. 3-9).

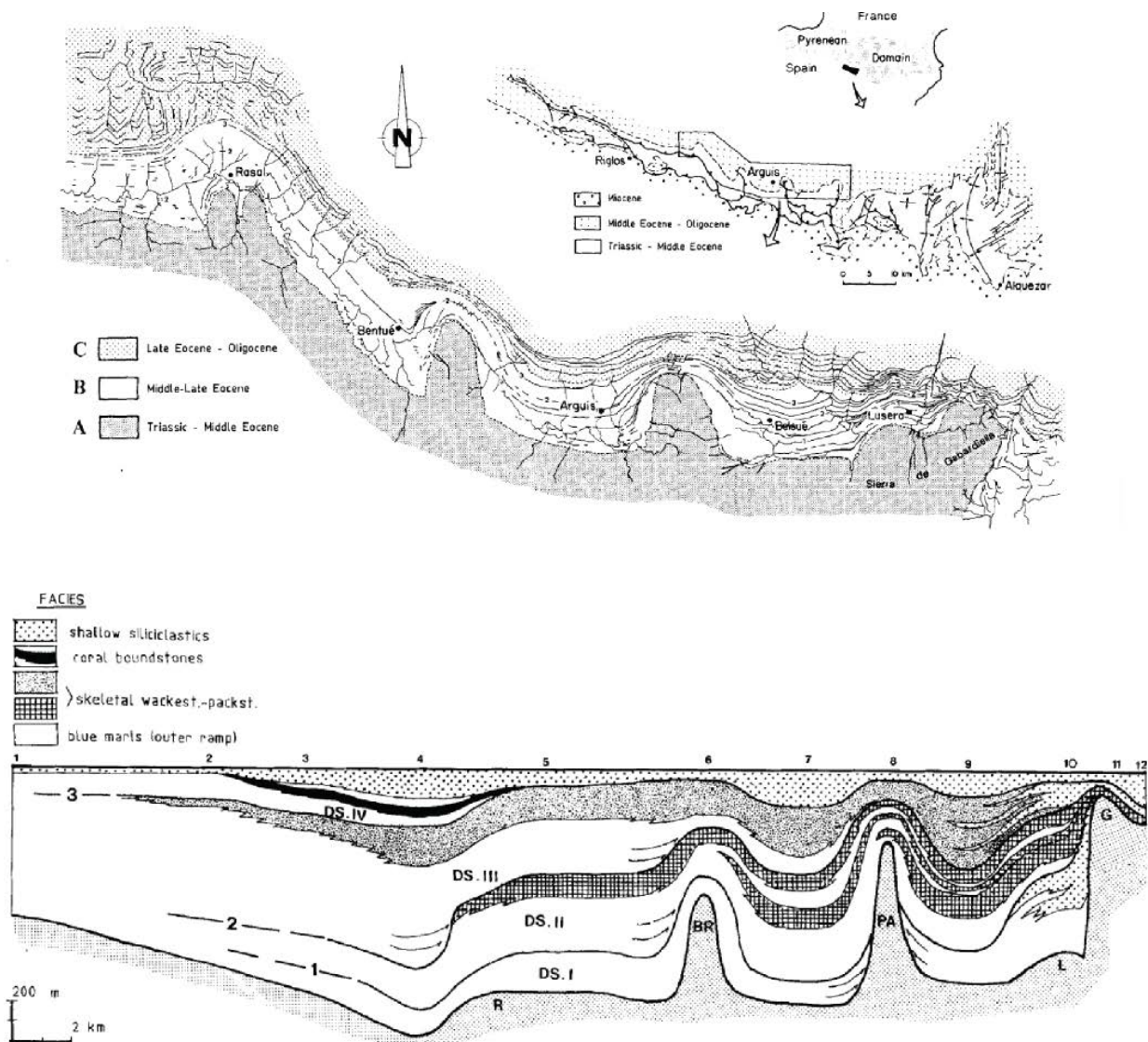


Fig. 3-9. Mapa cartografico y panel de correlación de los sedimentos del Eoceno con estratos de crecimiento en los anticlinales de las Sierras Exteriores. Tomado de Millán-Garrido 1994.

Con la entrada de la formación Campodarbe finaliza también la sedimentación deltaica, que a pesar de tener un carácter diacrónico, de este a oeste, se estipula que finalizada con el cierre de la cuenca a 36 Ma (Ortí *et al.*, 1986; Payros *et al.*, 1999; Barnolas y Gil-Peña, 2002; Costa *et al.*, 2010). La sedimentación continental se prolongara hasta el Mioceno (Puigdefábregas, 1975, Arenas, 1993 y Roigé *et al.*, 2017b), depositándose en este periodo de tiempo la formación Bernués, en la cuenca de Jaca y la formación Uncastillo en la cuenca del Ebro (Fig.3-10). Estas formaciones representarían el estadio molásico (*overfill*) de la cuenca de Jaca (Puigdefábregas, 1975; Labaume *et al.*, 1985; Barnolas y Teixell, 1994; Oliva-Urcia *et al.*, 2015).

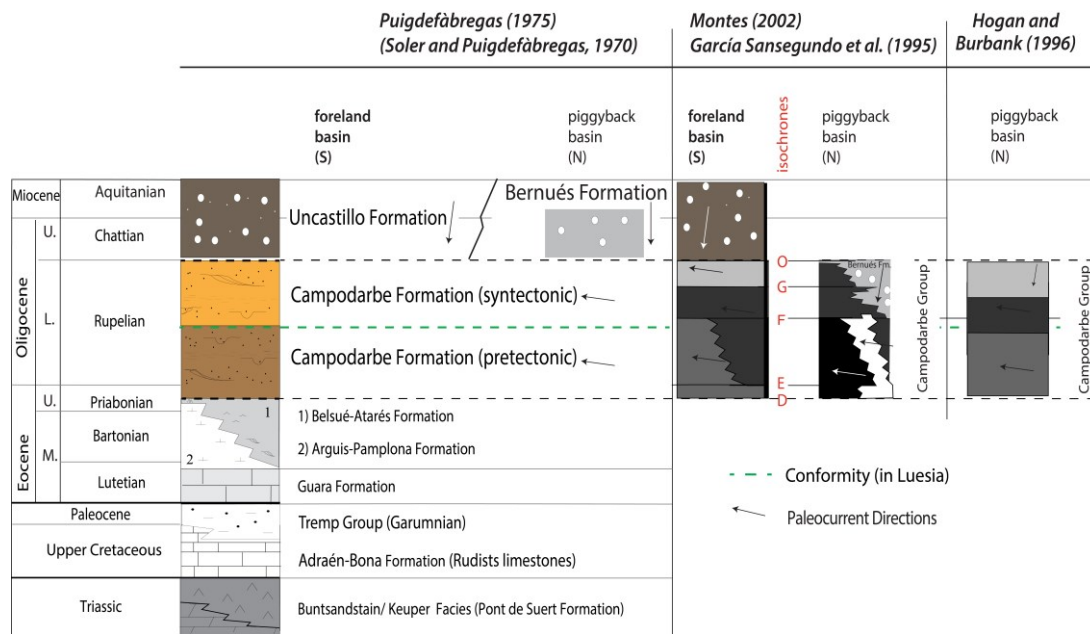


Fig. 3-10. Carta estratigráfica de la Sierras Exteriores con las equivalencias entre las formaciones Campodarbe, Bernués y Uncastillo propuestas por diferentes autores. Modificado de Oliva-Urcía et al., (2015).

En los primeros estadios de la sedimentación de la formación Campodarbe se pueden distinguir dos puntos de entrada claros de sedimento a cada uno de los flancos de la cuenca. Mientras que en el flanco norte dominan los aportes de procedencia norte, en el flanco sur dominan los sedimentos provenientes del este (Puigdefàbregas, 1975; Roigé et al., 2016, 2017). En el caso de los depósitos con procedencia norte, los sedimentos fluviales se ven reemplazados por potentes sucesiones conglomeráticas aluviales actualmente observables en los singulares relieves de Santa Orosia, Canciás, Peña Oroel y San Juan de la Peña en el interior de la cuenca de Jaca. En el flanco sur de la cuenca, los sedimentos con procedencia este son reemplazados de manera progresiva y diacrónica, de este a oeste, por los aportes del norte que son equivalentes distales de los sistemas aluviales conglomeráticos mencionados anteriormente. En la última etapa de sedimentación en la cuenca se deposita la formación Bernués (Puigdefàbregas, 1975) la cual se desarrolla en un momento de reactivación tectónica, lo que conlleva la formación de distintas discordancias sinsedimentarias (i.e. San Juan de la Peña).Esta formación es alimentada exclusivamente por sedimentos de procedencia norte, que se disponen sobre los depósitos fluviales provenientes del este, siendo este cambio de procedencia fácilmente observable en el campo debido al contraste petrológico entre los dos depósitos (Roigé et al., 2018).

En la Cuenca del Ebro, la formación Uncastillo, cuya equivalencia temporal en el interior de la cuenca de Jaca presenta diferencias substanciales según los autores (Roigé et al., 2018), se dispone discordantemente por encima de la Formación Campodarbe (Fig. 3-10) y estaría formada por sedimentos fluviales y aluviales producto de la erosión de la cuenca de Jaca a lo largo del Oligoceno y Mioceno (Puigdefàbregas, 1975; Arenas, 1993; Oliva-Urcía et al., 2015).

Capítulo 4

4.- Los sistemas deposicionales de la cuenca de Jaca

Como parte de los objetivos principales de esta tesis doctoral, se ha realizado un exhaustivo análisis de facies de los sistemas deposicionales y se ha confeccionado un nuevo mapa geológico (Anexo 1) de la zona de estudio cubriendo el flanco norte del sinclinorio de la cuenca de Jaca. Los distintos sistemas deposicionales que se presentan se han definido en base a aquellas discontinuidades mayores a escala de cuenca, formadas a partir de cambios significativos en la estratigrafía. Los cambios de sistema obedecen bien a contactos litológicos bruscos, bien a contactos erosionales o discordantes, así como también a cambios en las paleocorrientes, los cuales si vienen acompañados de cambios petrológicos implican una variación en la procedencia de cada uno de los sistemas. Los límites propuestos podrían utilizarse como un marco de correlación general para posteriores estudios en detalle de cada sistema individual.

Debido a la falta de conexión física de las unidades deltaicas de la cuenca de Jaca, las unidades cartográficas se presentan en base a dos sectores. El primero de ellos, el sector Fiscal, en el extremo este del área de estudio y por otro lado, el sector de Jaca que cubre la zona centro y oeste de la zona de estudio.

4.1.- Sistemas deposicionales del sector de Fiscal

El sector de Fiscal cubre el área comprendida entre en el anticlinal de Boltaña, al este y la localidad de Lardiés, al oeste.(Fig.4-1). En este sector se describen cinco sistemas deposicionales de gran escala. De base a techo son: el sistema de San Felices inferior, el sistema de San Felices superior, el sistema de Aguilar, el sistema de Santa Orosia y el sistema de Canciás (Fig. 4-1). La continuidad física de los dos últimos puede extenderse entre ambos sectores, mientras que la de las anteriores está restringida al sector de Fiscal.

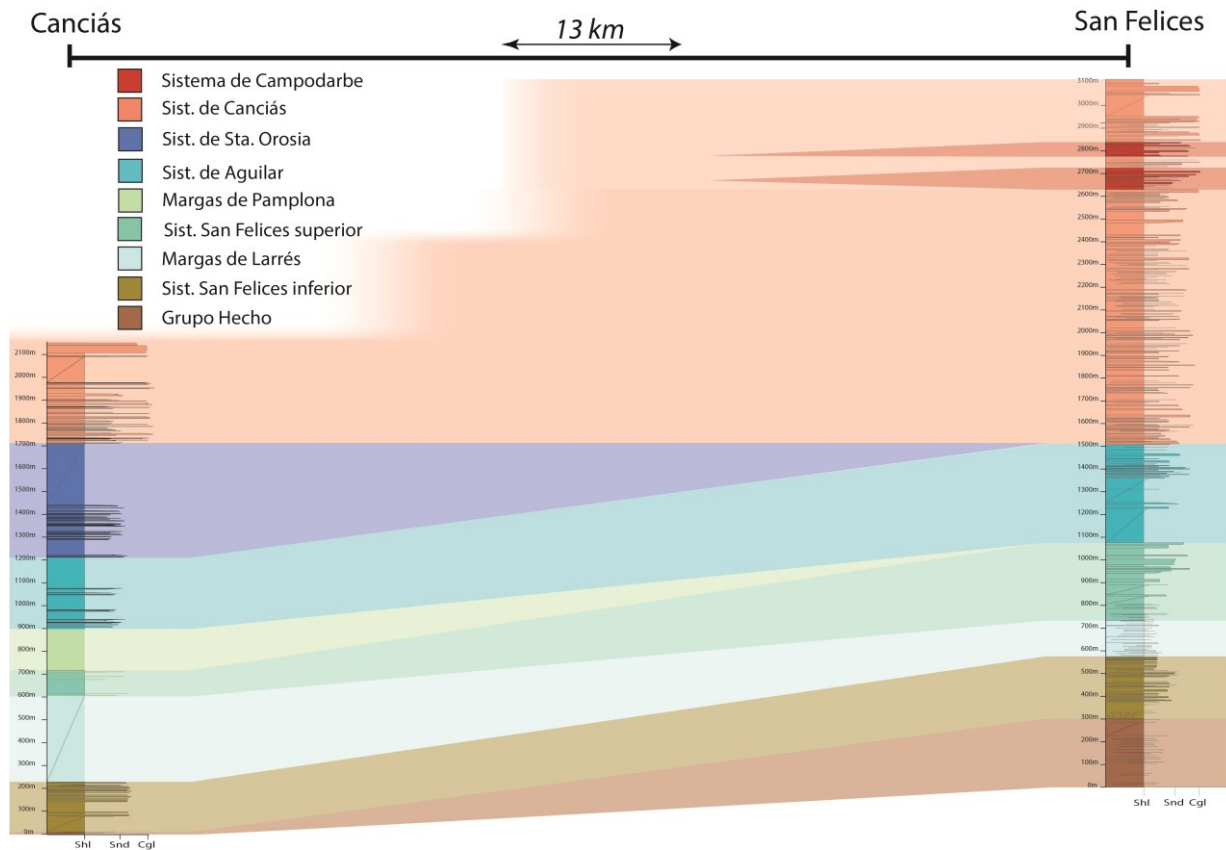


Fig. 4-1. Panel de correlación sintético con las relaciones de los sistemas deposicionales presentes en el sector de Fiscal.

4.1.1.- Sistema deposicional de San Felices inferior

El sistema de San Felices inferior se superpone de manera discordante sobre las turbiditas del Grupo de Hecho y se corresponde con la Arenisca de San Felices (Montes, 2002) o el canal de San Felices (Mochales et al. 2016). En su parte basal, en el extremo este (secciones 1-Jánovas y 2-San Felices), se caracteriza por presentar facies de talud, en su inicio con numerosas inestabilidades sedimentarias, seguido por areniscas con ciclos grano y estratocrecientes, que en la vertical aumentan la presencia de estructuras de flujo combinado (Fig. 4-2). Esta alternancia entre inestabilidades y areniscas domina la parte inferior y media del sistema deposicional junto con la aparición puntual de niveles con estratificación cruzada interpretadas como facies de desembocadura. Hacia techo, éstas facies evolucionan a facies de frente deltaico distal alternadas con margas prodeltaicas hasta que estas últimas dominan por completo la serie. Las paleocorrientes indican un sentido de transporte hacia el sur.



Fig. 4-2. Expresión del sistema deposicional de San Felices inferior en el área de Jánovas, en el extremo este de la zona de estudio. Nótese el marcado carácter grano y estrato-creciente de las unidades deposicionales.

Hacia el oeste (sección 3-Lacort y 4-Albella), el sistema está representado por 340 metros de margas prodeltaicas con niveles puntuales de capas delgadas de turbiditas finas, que hacia techo son remplazadas por facies de frente deltaico distal con abundantes concreciones dolomíticas. En este punto, el sistema deposicional conforma el relieve donde se ubica la ermita de Albella .

En el extremo oeste del sector de Fiscal (sección 6-Fiscal) la serie se adelgaza hasta los 220 metros y está representada en su totalidad por alternancias de margas con capas de areniscas en facies de frente deltaico distal.

4.1.2.- Sistema deposicional de San Felices Superior

El sistema de San Felices superior, antes descrito como arenisca de Sabiñánigo (Montes, 2002) o formación Belsué- Atares (Puigdefábregas, 1975), se caracteriza por un ciclo basal con facies de frente deltaico proximal, al oeste de Planillo, que se extienden, hacia el este, por encima del anticlinal de Boltaña, y pasan lateralmente y de manera transicional a facies continentales. A nivel cartográfico se observa al este como los diferente cuerpos que conforman el sistema “onlapan”, este primer ciclo basal(Fig. 4-3). Hacia el oeste (sección 4-Albella), las facies se profundizan ocupando posiciones de plataforma abierta con bancos de

Nummulites y Discociclinas (Fig. 4-4). Ya en la zona de Fiscal, estas unidades pasan a facies prácticamente margosas con intercalación puntual de niveles de plataforma abierta.

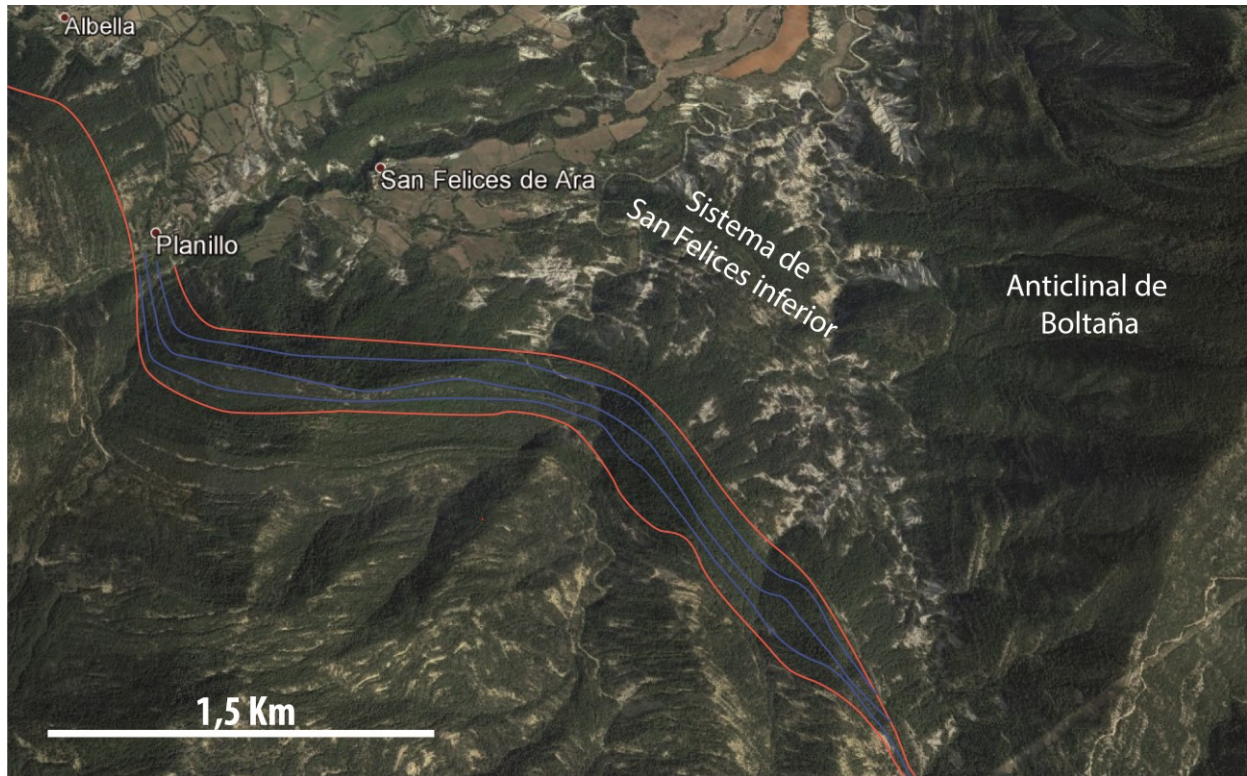


Fig. 4-3. Detalle del onlap de los ciclos internos del sistema de San Felices superior, en su margen con el anticlinal de Boltaña.



Fig. 4-4. Ejemplo de los bancos de Nummulites en la sección 4-Albella.

Hacia techo, esta unidad muestra un carácter transgresivo hacia el sistema deposicional de Aguilar. En la partes proximales no llega a desarrollar una unidad potente de margas ya que el tránsito de una hacia la otra se da en las facies de frente deltaico. A partir de la parte central y hacia el oeste se desarrolla un tramo de margas progresivamente más potente hacia cuenca correspondiente a la Formación Margas de Pamplona.

4.1.3.- Sistema deposicional de Aguilar

Este sistema es el inmediatamente suprayacente al sistema de San Felices Superior. Ambos sistemas están separados por un tramo de margas de Pamplona en sus zonas media y distal, mientras que en su parte proximal, (localidad de Jánovas, Figura 4-5a), ambas unidades se encuentran superpuestas (o amalgamadas) con facies de frente deltaico. En el sector de Fiscal, el tramo margoso que marca la base del sistema de Jánovas-Sobás se empieza a desarrollar a partir de la localidad de Albella, y va aumentando de manera progresiva su espesor hacia el oeste.

La potencia del sistema de Aguilar en el extremo este de la zona de estudio es de 460 m (Sección 2 – San Felices), donde presenta dos ciclos con facies marinas, intercalados por una unidad continental correspondiente a la Formación Campodarbe (Puigdefàbregas, 1975). Esta configuración se mantiene en la Sección 4–Albella pero con un aumento progresivo de potencia, alcanzando un máximo de aproximadamente 800 m . A partir de este punto y hacia el oeste, en el sentido de progradación del sistema, las facies continentales intermedias son reemplazadas paulatinamente por facies de marinas hasta la sección 6 – Fiscal, donde el sistema ya cuenta con 600 m de potencia y sus facies son ya de marcado carácter marino (Fig. 4-5b). El paso lateral de facies indica una dirección de transporte hacia el oeste, y los datos de petrología denotan una procedencia este de los sedimentos (Roigé et al., 2017).

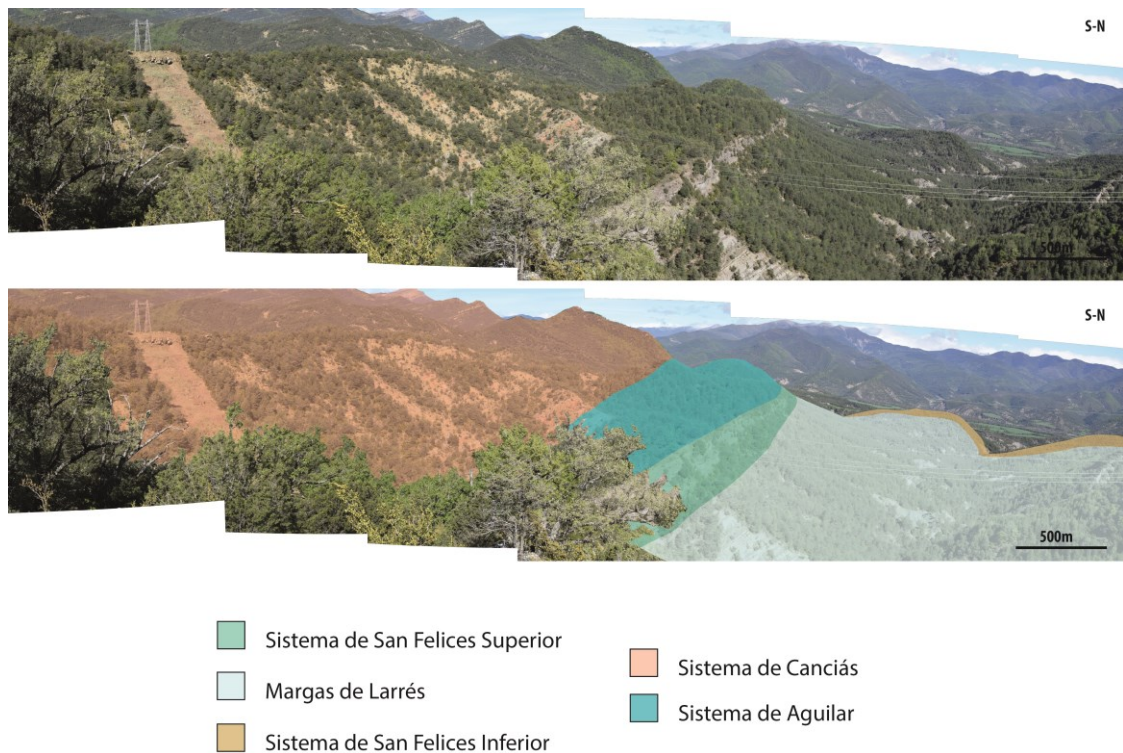


Fig. 4-5. Vista panorámica desde la localidad de Aguilar de los diferentes sistemas deposicionales presentes en el Sector de Fiscal

4.1.4.- Sistema deposicional de Santa Orosia.

La presencia de este sistema en el sector de Fiscal es mínima. Las facies de este sistema se observan en la sección 6-Fiscal y cuenta con alrededor de 460 m de facies marinas representadas por margas, areniscas de desembocadura y canales distributarios asociados a estas barras. Hacia el este pierde potencia de manera progresiva hasta desaparecer en las inmediaciones de Ligüerre entre los sistemas deposicionales de Aguilar y de Canciás.

4.1.5- Sistema deposicional de Canciás

El sistema deposicional de Canciás se desarrolla en sus términos proximales al sur de la localidad de Fiscal. Se caracteriza por ser el primer sistema puramente continental después del cierre de la cuenca de Jaca y no se han observado equivalentes marinos. En el sector de Fiscal, se dispone de manera discordante sobre los sedimentos del sistema deltaico de Aguilar. Sus sedimentos más proximales, en facies de abanico aluvial distal y con paleocorrientes hacia el sur, constituyen el relieve de la sierra Canciás,. En este punto, el sistema se caracteriza por una progradación desde ambientes aluviales a fluviales en gran parte con niveles conglomeráticos y areniscosos. De manera puntual se encuentran niveles lacustres de poca profundidad. En lateral, hacia el este (sección 2–San Felices), la mayor parte de sus sedimentos son fluviales meandriformes, con algún canal conglomerático puntual. Tomando la carretera A-1604 como referencia, desde el cruce con la pista que conduce a Aguilar y yendo en dirección a Campodarbe, los

sedimentos del sistema de Canciás se intercalan con sedimentos conglomeráticos de procedencia este, relacionados con la formación Escanilla intermedia/superior (Fig. 4-6). Estos no tienen mucha profusión dentro del flanco norte de la cuenca de Jaca ya que se ven desplazados por la entrada de grandes sistemas aluviales de procedencia norte, que provocan el desplazamiento de los sedimentos del este, que les hacen ocupar posiciones más hacia el sur de la cuenca, es decir, hacia las Sierras Exteriores (Puigdefàbregas, 1975).

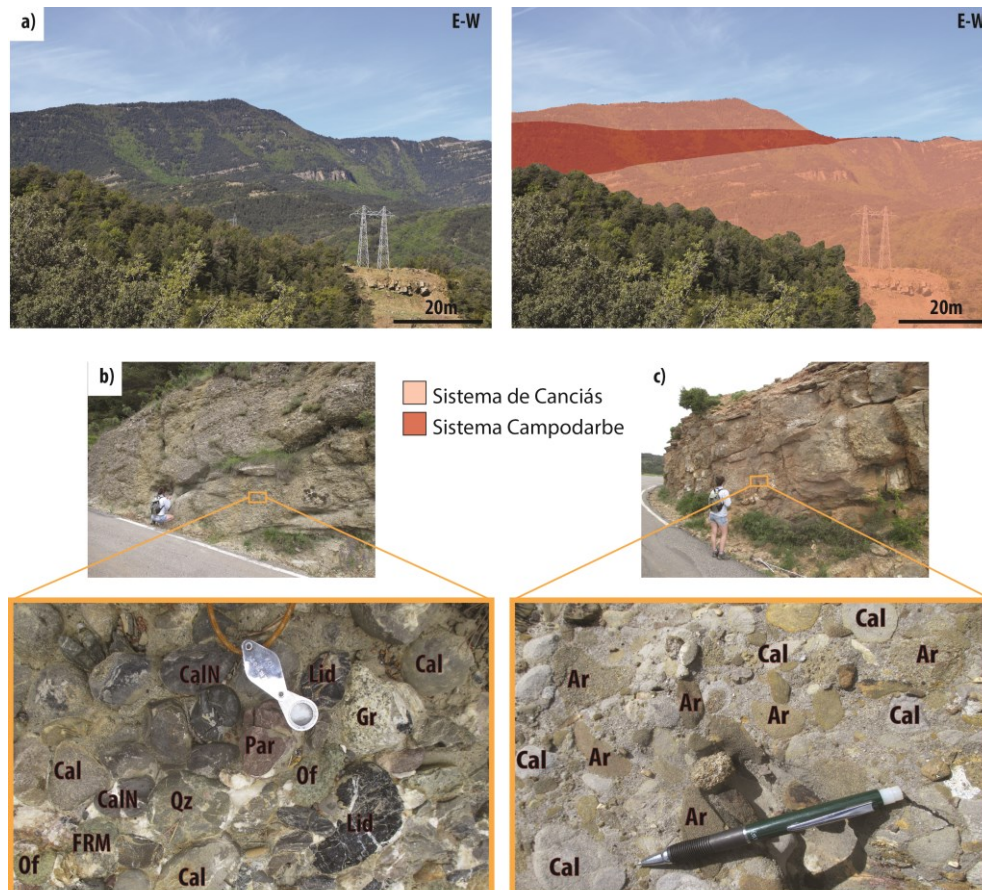


Fig. 4-6. (a) Vista panorámica tomada desde Aguilar, donde se muestra la relación entre los sistemas de Canciás (procedencia norte) y Campodarbe (procedencia este) en el margen N de la cuenca de Jaca. (b) Detalle de las facies conglomeráticas del sistema de Campodarbe con cantos de caliza gris (Cal) y negra (CalN), liditas (Lid), ofitas (Of), areniscas permo-triásicas (Par), leucogranitos (GR) y en menor medida esquistos (FRM) y cuarzos (Qz). (c) Aspecto de las facies conglomeráticas del sistema de Canciás, con predominancia de cantos de calizas grises (tipo mudstone y packstone (Cal) y areniscas marrones con diferentes granulometrías y estructuras sedimentarias (Ar).

4.2.- Sistemas deposicionales del sector de Jaca

El sector de Jaca cubre el área comprendida entre la localidad de Lardiés, al este y la localidad de Berdún, al oeste.(Fig.4-7). En este sector se describen 7 sistemas deposicionales de gran escala que de base a techo son: el sistema de Sabiñánigo, el sistema de Sobás, el sistema de Santa Orosia, el sistema de Martés, el sistema de Cancias, el sistema de Oroel y el sistema de San Juan de la Peña (Fig. 4-7).

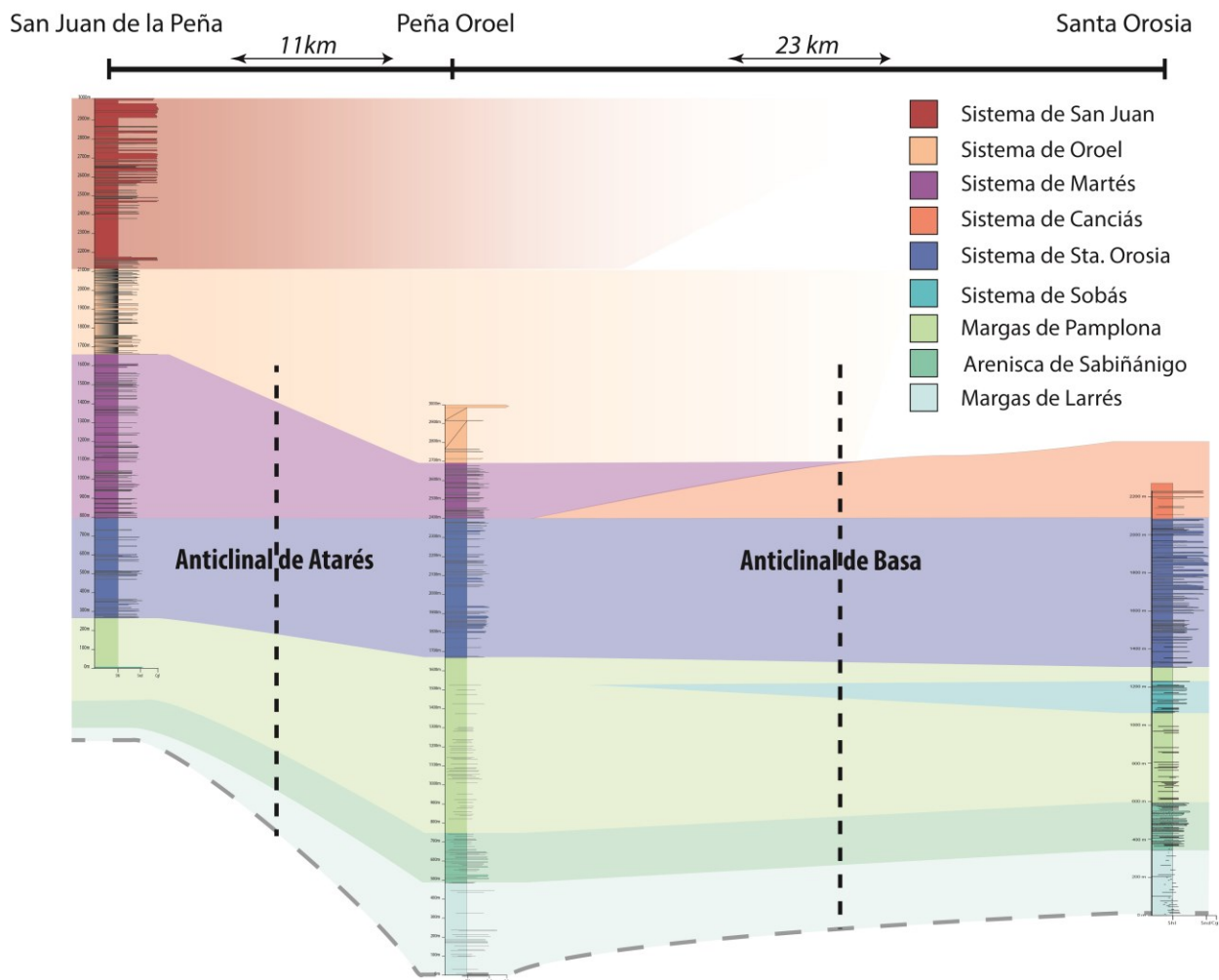


Fig. 4-7. Panel de correlación sintético con las relaciones entre los sistemas deposicionales presentes en el sector de Jaca.

4.2.1.- Sistema deposicional de Sabiñánigo

El sistema deltaico de Sabiñánigo (Remacha y Picart, 1991) engloba la formación Margas de Larrés, la formación Arenisca de Sabiñánigo (Puigdefábregas, 1975) y la parte más inferior de la formación Margas de Pamplona (Mangin, 1960). El sistema deltaico se desarrolla transicionalmente por encima del sistema turbidítico del Rapitán (Remacha, 1988). En el valle de Jaca, su expresión morfológica conforma un relieve muy característico que separa las dos unidades margosas mencionadas en el sinclinal de Santa Orosia y el flanco sur del anticlinal de Basa, dando lugar a la Sierra de los Capitiellos (Fig. 4-8). Igual que sucede con su contacto basal, el techo de este sistema pasa de manera transicional hacia las margas de Pamplona. Arquitecturalmente, se caracteriza por dos grandes sistemas deltaicos progradantes con asociaciones de facies, que van desde ambientes de talud submarino hasta llanura deltaica, pasando por los ambientes intermedios de frente deltaico con influencia mareal (Hehuwat, 1970, Puigdefábregas 1975; Remacha y Picart, 1991 Lafont, 1994, Montes, 2002; Bauer, 2007).



Fig. 4-8. Relieves de ambos flancos del sistema deltaico de Sabiñánigo en el valle de Jaca.

En la parte inferior de la primera de estas unidades progradantes, se encuentra una unidad arenosa descrita previamente por Puigdefàbregas (1975) como facies de Gracionepel. Esta tiene su mayor expresión en el sinclinal de Jaca y está compuesta por un conjunto de canales turbidíticos de talud de poca entidad (inferiores a 10 m) y bloques de plataforma deltaica producto de inestabilidades sedimentarias (Fig. 4-9). Los canales turbidíticos presentan paleocorrientes con direcciones que varían entre suroeste y noroeste (Puigdefàbregas, 1975), indicativas de la presencia de aportes provenientes de la parte este de la cuenca. Por otro lado, los bloques “*slumpizados*” consisten en areniscas y conglomerados formados por abundantes fragmentos de calizas, areniscas y microconglomerados posiblemente derivados de la cobertera paleocena y mesozoica y de los materiales Eocenos del Grupo Hecho justo al norte de la cuenca, indicando así una procedencia distinta.

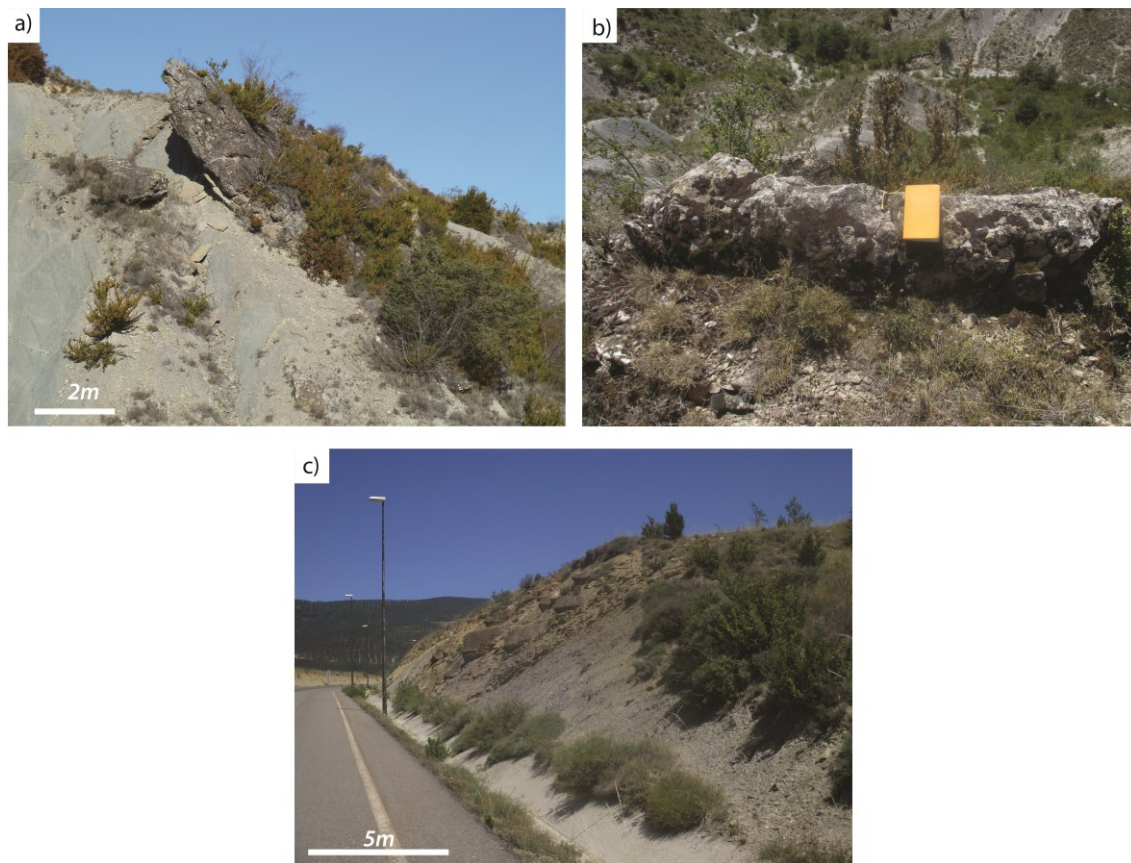


Fig. 4-9. Ejemplos de bloques de plataforma slumpizados (a y b) y canales turbidíticos de talud (c), característicos de las facies Gracionepel.

De igual manera a como sucede con la unidad de Gracionepel, las unidades progradantes suprayacentes del sistema deltaico de Sabiñánigo muestran dos áreas fuente marcadamente distintas (Roigé et al. 2016). En el área de Jaca, estas unidades presentan una clara dominancia de procedencia norte. Esta unidad se construye en base a dos unidades progradantes mayores. Las facies proximales de este sistema se encuentran localizadas en el sinclinal de Santa Orosia. Esta zona se caracteriza por facies de desembocadura y de frente deltaico proximal con influencia de retrabajamiento por mareas. En el flanco sur del anticlinal de Basa, las facies proximales cambian de manera drástica para dar lugar a facies de frente deltaico distal y prodelta. Estas últimas se extienden lateralmente hacia el oeste hasta alcanzar el límite de la zona de estudio en Berdún.

4.2.2.- Sistema deposicional de Sobás

Este sistema es el inmediatamente suprayacente al sistema deltaico de Sabiñánigo. Ambos sistemas están separados por un tramo de margas de Pamplona. Este tramo margoso está presente en toda el área de estudio, exceptuando el cierre del pliegue anticlinal de Basa, donde las margas desaparecen prácticamente por completo hasta la localidad de Orús, desde donde las margas vuelven a ganar espesor de manera progresiva hacia el oeste de la cuenca.

El sistema deltaico de Sobás está representado en la sección 10–Santa Orosia por 200m de potencia de facies marinas correspondientes a frentes deltaicos distales (Fig. 4-10). Por encima de estas unidades de frente deltaico el sistema sufre una transgresión generalizada a margas. Por último, en el flanco sur del anticlinal de Basa el sistema deltaico está representado por facies residuales de frente deltaico características de plataforma abierta (escasos 150m) y donde aumenta la potencia de la unidad margosa superior como se observa en la sección 9–Yebra de Basa Sur. A partir de este punto la cartografía de este sistema se complica debido a la pérdida de facies de frente deltaico, las cuales evolucionan lateralmente en su totalidad a margas al sur de la localidad de Sabiñánigo.



Fig. 4-10. Aspecto de los diferentes ciclos deltaicos del sistema deposicional de Sobás en la vertical de Santa Orosia.

4.2.3.- Sistema deposicional de Santa Orosia

El sistema deposicional de Santa Orosia tiene su mayor expresión en este sector. En la sección 10–Santa Orosia, alcanza 650 m y se inicia con sedimentos marinos caracterizados por depósitos de barras de desembocadura, que progresivamente evolucionan verticalmente a facies de ambientes fluviales con canales conglomeráticos (Fig. 4-11). Parte de los depósitos de su tramo inferior evolucionan lateralmente a sedimentos marinos (secciones 9-Yebra de Basa Sur, 20-Peña Oroel y 22-Atarés). En su tramo medio y superior, estos cambios laterales a facies marinas dejan de observarse, y se sustituyen por facies aluviales conglomeráticas y areniscosas, con intercalaciones esporádicas de niveles de calizas lacustres de poca potencia. En la sección 10–Santa Orosia, las paleocorrientes muestran una dirección dominante de aporte proveniente del norte, consistente con sus características petrológicas (Roigé et al., 2016).

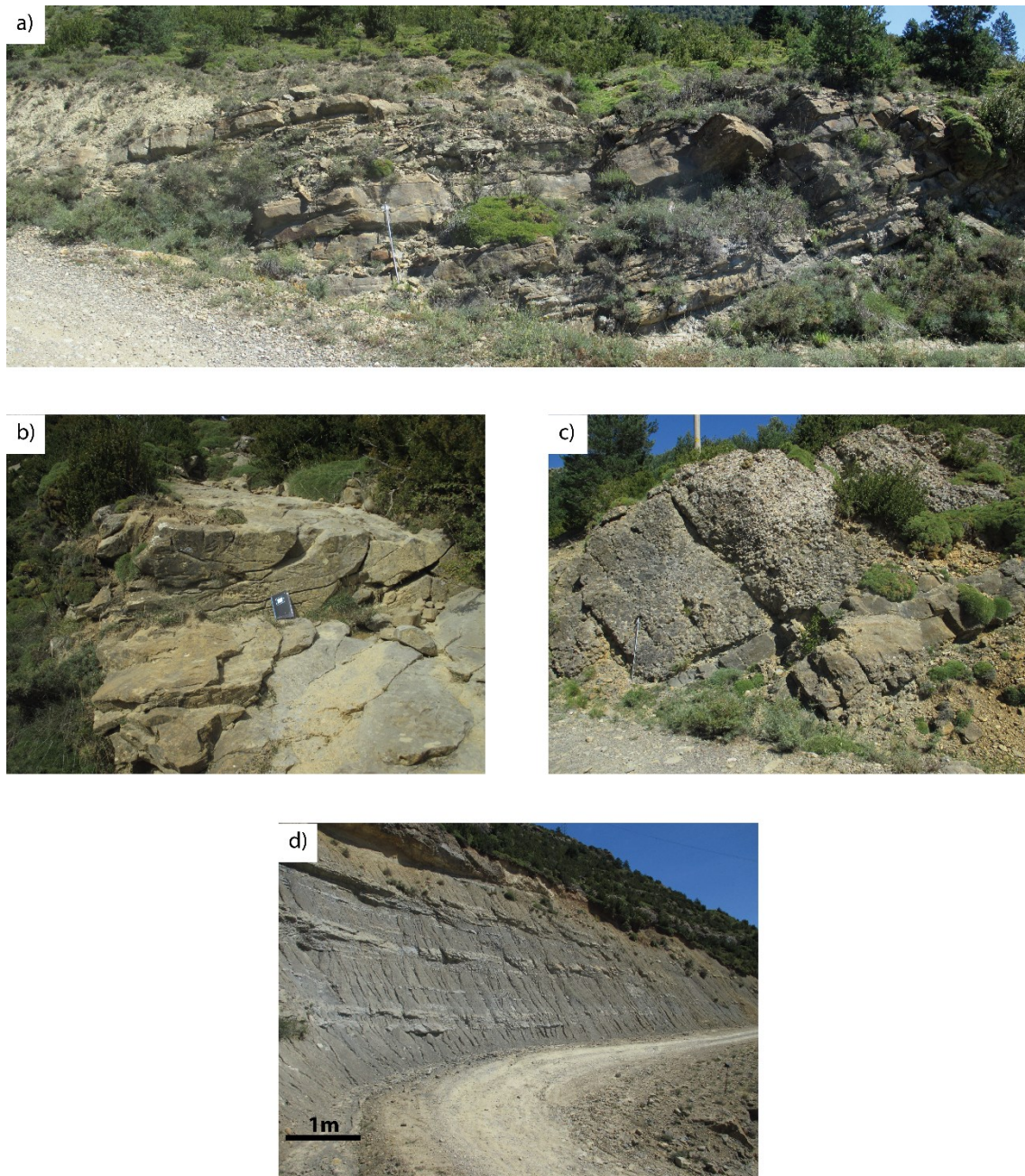


Fig. 4-11 Ejemplos de facies que conforman el sistema deposicional de Santa Orosia: (a) sedimentos de desembocadura, (b) facies fluviales, (c) facies conglomeráticas y (d) facies distales marinas.

En la sección equivalente en el flanco sur del anticlinal de Basa (sección 9–Yebra de Basa sur), el sistema de Santa Orosia tiene una clara predominancia de facies de transición, caracterizadas preferentemente por la presencia de sistemas de barras de desembocadura, intercaladas con margas prodeltaicas, así como pequeños ciclos de lóbulos de frente deltaico hiperpícnico. Hacia techo del sistema, las barras de desembocadura se ven coronadas en su parte superior por facies de canales distributarios, que progresivamente van siendo reemplazadas en la vertical por facies de dominio fluvial, llegando incluso a la irrupción de facies conglomeráticas en la parte alta de la sección. En este punto las paleocorrientes van tomando direcciones hacia el suroeste y oeste.

Hacia el oeste, en la sección 20–Peña Oroel, el sistema de Santa Orosia alcanza alrededor de 920 m de facies predominantemente marinas, aunque localmente presenta facies de barras de desembocadura y canales distributarios de poca entidad. Estas facies marinas presentan estructuras de flujo combinado. La divergencia que muestran las paleocorrientes sugiere que son debidas a flujos asociados a procesos propios del medio receptor, como podría ser la acción del oleaje, y estas podrían ser indicativas de la orientación relativa, norte-sur aproximadamente, de la línea de costa,. En la base del sistema de Santa Orosia, hacia el oeste desde la localidad de Sabiñánigo, se observan crecimientos de niveles arrecifales entre unidades margosas. En estos, en ocasiones, se observa que los componentes bioclásticos están altamente fracturados, lo cual podría sugerir un reciclaje de materiales de zonas más proximales; pero en otros casos los componentes se encuentran *in-situ*, y se ha interpretado que se desarrollan en condiciones de poca luz y siempre por debajo del nivel del oleaje (Morsilli et al. 2012).

En la sección 23 Atarés, en el flanco sur del sinclinal de Oroel, el sistema de Santa Orosia posee 458 m de potencia, y en él se pueden diferenciar dos tramos. Un primer tramo inferior, compuesto por margas con pequeños niveles de areniscas bioturbadas, niveles de inestabilidades sedimentarias y pequeños niveles con geometría de canal, cuyos ejes parecen tener una dirección prácticamente norte-sur. Esta unidad inferior del flanco sur se correlacionaría con los niveles de lóbulos hiperpícnicos que se observan en el flanco norte del sinclinal, a techo de la sección 24 Ascara. Estos son niveles de poca continuidad lateral a pesar de su potencia (hasta 20 m) y esporádicamente pueden presentar un alto nivel de deformación post sedimentaria (Fig. 4-12). Volviendo al flanco sur del sinclinal de Oroel, en el segundo tramo del sistema de Santa Orosia, y después de una importante discordancia angular (Fig. 4-13), las facies caóticas se pierden y el sistema se construye a partir de sistemas de barras de desembocadura como los que se observan en la carretera N-240 (sección 24–Ascara, ver anexo 10.3), de gran continuidad, ricos en materia orgánica y cantos blandos, con niveles bioturbados de alto contenido bioclástico, y niveles biocostruidos a partir de corales y margas. Aunque no se ha podido medir con detalle ninguna sección del tramo superior en el flanco norte del sinclinal, se puede constatar que se produce un importante cambio de facies entre flancos, a pesar de la poca distancia existente entre ellos. Este cambio podría ser debido a que en dicho sinclinal se vería representado un tránsito lateral entre posiciones propias de barras de desembocadura (flanco norte) y zonas de bahía interdistributaria (flanco sur).



Fig. 4-12. Ejemplos de niveles slumpizados (a) y de facies de lóbulos hiperpícnicos (b) en el flanco norte del sinclinal de Oroel.

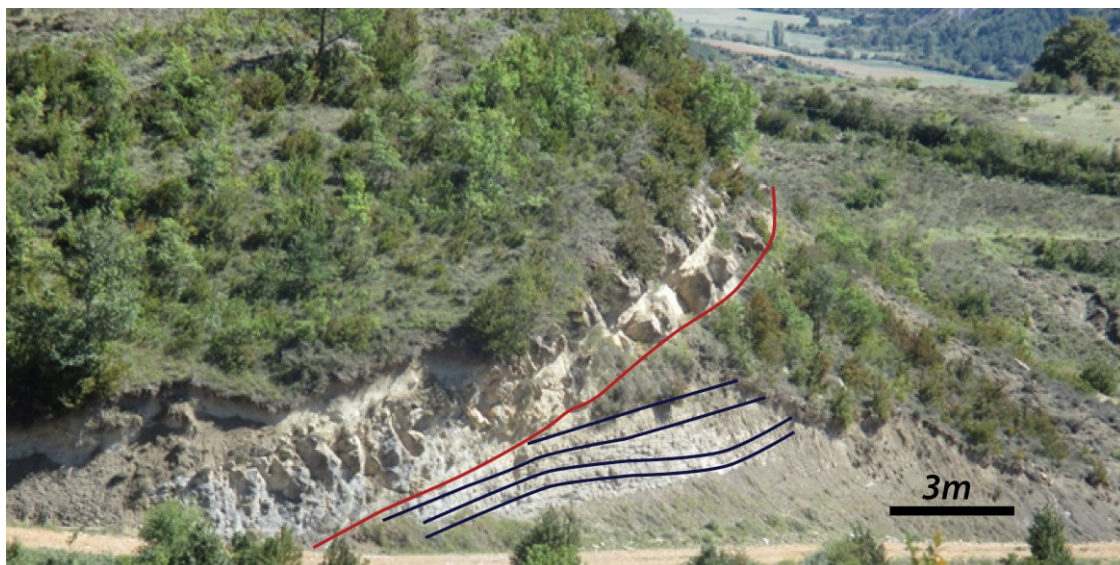


Fig. 4-13. Discordancia angular en la unidad basal y la superior en la Sección 23 - Atarés.

Por último, en la sección 25 San Juan de la Peña, de 500 m de potencia, el sistema de Santa Orosia presenta un adelgazamiento, probablemente debido a que la sedimentación se concentraba en el depocentro del sinclinal de Oroel. De este modo, en esta posición solo estaría representada la parte superior del sistema, con la formación de arrecifes seguida por una intercalación de barras de desembocadura y margas.

4.2.4- Sistema deposicional de Martés

El sistema de Martés, introducido por Puigdefàbregas (1985) es un pequeño sistema fluvio-deltaico que, aunque por ausencia de datos bioestratigráficos, es difícil establecer su edad con precisión, se desarrolla entre el final del sistema de Santa Orosia y el cierre de la conexión marina en la cuenca de Jaca (Ortí et al., 1986; Payros et al., 1999; Barnolas y Gil-Peña, 2002; Costa et al., 2010), coincidiendo en tiempo con parte del sistema deposicional de Oroel.

Su mayor expresión se encuentra al sur de la localidad de Martés, donde se caracteriza por niveles deltaicos marinos (Fig. 4-14) que son reemplazados verticalmente y de manera abrupta por sedimentos fluviales. A pesar del cambio de facies entre los miembros basales y la parte superior podría indicar que se tratan de sistemas distintos, se ha decidido englobarlos, ya que las paleocorrientes indican procedencias del sur/sureste, que son prácticamente perpendiculares con las de los sistemas supra e infrayacentes. Su contacto basal con el sistema de Santa Orosia es erosivo, mientras que lateral y verticalmente se alterna de forma progresiva con el sistema de Oroel. Esta relación se mantiene hacia el este a lo largo del flanco sur del anticlinal de Atarés (ver mapa en anexo 1). En la sección 25 - San Juan de la Peña alcanza una potencia próxima a 1000m de sedimentos continentales alternados con entradas puntuales de sedimentos marinos. De forma progresiva hacia el este pierde potencia en favor al sistema de Oroel. Ya en la Sección 20 – Oroel, la diferencia es poco clara, aunque se ha podido identificar petrográficamente un tramo que indica interferencia de aportes del este y del norte (Roigé et al. 2017) con paleocorrientes con direcciones norte/noreste. A partir de la vertical de Peña Oroel, su identificación es únicamente de carácter cartográfico y desaparece por completo entre los sistema de Canciás y Oroel, en las proximidades de Sabiñánigo.



Fig. 4-14. Aspecto general de las facies marinas al sur de la localidad de Martés.

4.2.5- Sistema deposicional de Canciás

Hacia el oeste y en el flanco norte del anticlinal de Basa, el sistema de Canciás se dispone discordante sobre los sedimentos del sistema de Santa Orosia (Fig. 4-15), tal como argumentó Oms (1994). En la zona de Fablo, en el flanco sur del anticlinal, el sistema de Canciás se caracteriza en su mayor parte por facies canaliformes conglomeráticas de tipo braided y se desarrolla por encima del sistema de Santa Orosia en la sección 9–Yebra de Basa sur, donde es difícil diferenciarlos más allá del trazado cartográfico. Los afloramientos, de ambos sistemas no presentan grandes diferencias ya que coinciden tanto en facies como en composición. El criterio de distinción entre sistemas se basa por un lado, en el trazado cartográfico del contacto basal desde la posición en la vertical de Santa Orosia a través del anticlinal de Basa.

Hacia el oeste, las partes distales del sistema de Canciás se interdigitan lateralmente con la parte basal del sistema de Oroel. Dicho sistema provoca que el sistema de Canciás no pueda reconocerse más allá de los niveles de Rapún, los cuales constituirían la expresión más oriental del sistema aluvial de Canciás (Anexo 1).



Fig. 4-15 Relación de los distintos sistemas sedimentarios presentes en la vertical de Santa Orosia.

4.2.6.- Sistema deposicional de Oroel

El sistema de Oroel consiste en un sistema aluvial que se desarrolla coetáneamente con parte del sistema aluvial de Canciás. Como ya se ha dicho en el apartado anterior, en el área de Rapún existe una clara interdigitación de los materiales basales del sistema de Oroel con los sedimentos de la parte media/alta del sistema de Canciás (Anexo 1).

La base del sistema de Oroel se corresponde con la irrupción de los niveles de conglomerados que se observan localmente en el Parador de Oroel. Estos conglomerados son un nivel continuo observable al sur de la localidad de Navasa, y que puede ser cartografiado hacia el este hasta cerca de la localidad de Cerésola, donde cartográficamente se pierden y no pueden diferenciarse de los sedimentos del sistema de Canciás (Anexo 1).

Las partes proximales del sistema se sitúan en el monte conocido como Monte Oroel, donde se observan cuatro grandes ciclos de granulometría predominantemente conglomerática, conocidos con el nombre local de “Los Picones” (Fig. 4-16). Estos ciclos aluviales pierden entidad rápidamente hacia el este pasando a facies fluviales en la zona de Avena que transportan sedimento hacia el sur-suroeste. La geometría que se observa desde el margen oriental del sinclinal de Oroel hacia el este sugiere un confinamiento de las facies aluviales conglomeráticas dentro de dicho sinclinal. Este confinamiento no sería completo, ya que se pueden observar materiales del sistema de Oroel hacia el sur, en el sinclinal del Guarga. Hacia el oeste, los materiales basales y medios de este sistema se interdigitan con los materiales del sistema de Martés (sección 25 San Juan de la Peña). Los materiales superiores del sistema de Oroel terminan fosilizando el sistema de Martés y continúan su extensión hacia el oeste (ver anexo 10.1 y 10.3).



Fig. 4-16. Foto panorámica de los cuatro ciclos mayores en los que se organizan la parte proximal de los depósitos conglomeráticos contenidos en el sistema de Oroel.

4.2.7.-Sistema aluvial de San Juan de la Peña

Por último, y en la parte más alta estratigráficamente del relleno de la cuenca de Jaca, el sistema de San Juan de la Peña consiste en un sistema aluvial con una potencia de cerca de 800 m en la sección 25-San Juan de la Peña (ver anexo 10.3). Este sistema se deposita de manera discordante por encima del sistema de Oroel (Fig. 4-17). La sedimentación de este sistema nuevamente se concentra en el sinclinal que se forma entre los anticlinales de Atarés y el de Botaya, aunque no queda completamente confinado en dicho sinclinal, ya que también se pueden observar facies de este sistema hacia el sur, en la zona de Botaya.

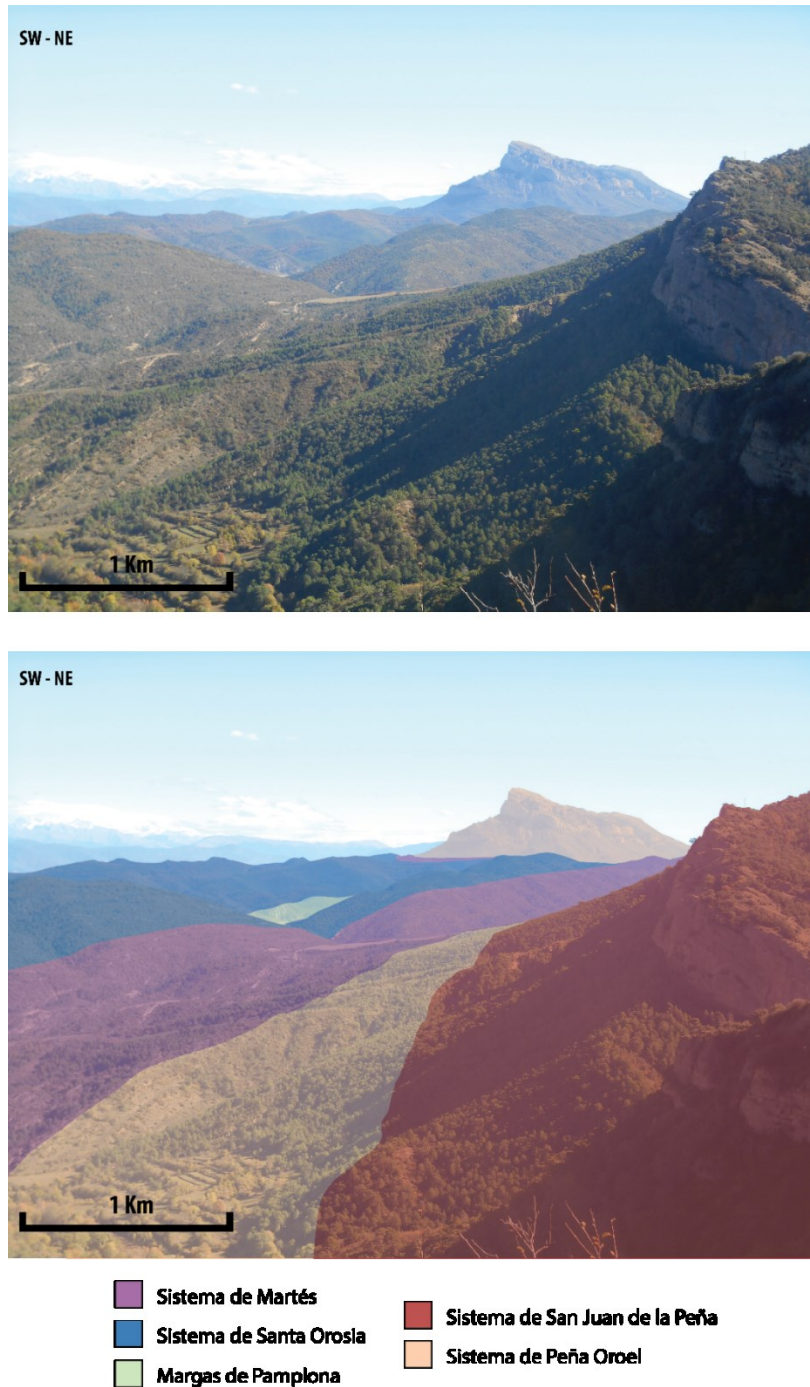


Fig.4-17. Vista panorámica desde lo alto del sistema de San Juan de la Peña mostrando su relación con los sistemas subyacentes.

Internamente, este sistema muestra una discordancia sintectónica, que permite dividirlo en dos grandes unidades (Fig. 4-18). Las dataciones de termocronología a partir del estudio geocronológico de U-Pb en zircones detríticos presentadas por y Roigé (2018) otorgan a estos depósitos una edad Miocena para todo el sistema, ya que ha podido datar zircones de 23 Ma, en sedimentos pertenecientes a la base del sistema deposicional de San Juan de la Peña, que estarían relacionados con un volcanismo contemporáneo del mioceno inferior que se estaba desarrollando mucho más hacia el este. De todo ellos se desprende que, la sedimentación de este sistema se debe relacionar con los movimientos tardi-alpinos de las estructuras del Guarga y las Sierras Exteriores (Labaume et al. 2016). También se desprende que la existencia de la discordancia progresiva implicaría edades más jóvenes para las estructuras internas de la cuenca. Por último, también se deduce que la sedimentación en el interior de la cuenca tuviera lugar al mismo tiempo que una parte de la misma fuera erosionada, tal y como ya sugirieron Puigdefàbregas (1975) y Arenas (1993) .



Fig. 4-18. Discordancia de San Juan de la Peña. Unidad inferior (derecha) con paleocorrientes hacia suroeste y la superior (izquierda) hacia sur

El sistema de San Juan de la Peña se caracteriza por facies aluviales conglomeráticas masivas, que hacia el sur pasan a facies fluviales canalizadas y con extensas llanuras de inundación, que presentan localmente niveles de paleosuelos muy desarrollados. Las dos unidades que se observan en la discordancia de la Fig. 4-18 presentan direcciones de paleocorrientes ligeramente diferentes. La unidad inferior presenta paleocorrientes hacia el suroeste, mientras que la unidad superior posee paleocorrientes puramente hacia el sur, sugiriendo una migración progresiva de los sistemas de aporte en el relleno final de la cuenca de Jaca (Fig. 4-18).

Capítulo 5

5.- El sistema deposicional de Sabiñánigo: Análisis de facies

La arenisca de Sabiñánigo, junto a la formación Margas de Larrés y la parte inferior de las Margas de Pamplona, representan un estadio clave en la evolución tectonosedimentaria de la cuenca de Jaca. Este conjunto de unidades constituyen el abandono de las condiciones marinas profundas mediante el paso a medios de transición con los que comienza la continentalización definitiva de la cuenca de Jaca. Desde que fué definida la Arenisca de Sabiñánigo como formación por Hehuwat, (1970), ha sido objeto de numerosos estudios tanto a nivel descriptivo (Hehuwat, 1970; Soler y Puigdefàbregas, 1975; Montes, 2002) como genético (Remacha et al., 1987; Remacha y Picart, 1991; Lafont, 1994; Bauer, 2008). No obstante y a pesar del amplio conocimiento sobre esta formación, existen divergencias concernientes a su correlación estratigráfica con los sedimentos coetáneos más orientales que afloran en el valle del Ara, los cuales se encuentran desconectados físicamente de la cuenca de Jaca central por el cabalgamiento de Otúria. Una síntesis de las propuestas de correlación más relevantes entre ambos sectores se resume en la figura Fig. 5-1. Cabe destacar que en el trabajo de Puigdefàbregas (1975), no propone una equivalencia de la Arenisca de Sabiñánigo en el sector de Fiscal. Por otro lado, en la propuesta de equivalencia estratigráfica más reciente realizada por Montes (2002) se interpreta como Arenisca de Sabiñánigo a la totalidad de la sucesión deltaica que aflora en el sector de Fiscal.

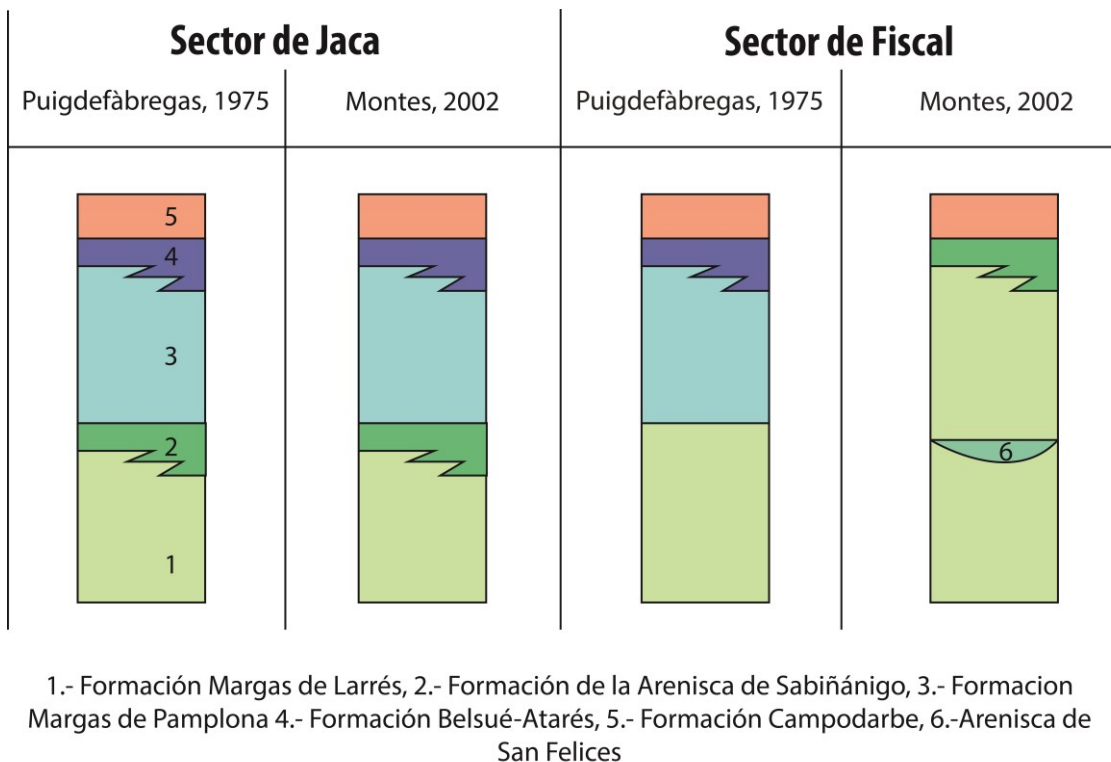


Fig.5-1. Comparativa de las unidades estratigráficas para el sector de Jaca y el sector de Fiscal según diversos autores.

Con el objetivo de establecer las equivalencias entre ambos sectores, en este capítulo se aborda el análisis de facies de las diferentes unidades litoestratigráficas informales de cada uno de los sistemas deposicionales propuestos en el capítulo anterior. Se pretende con ello proporcionar las bases de coherencia de la evolución de las facies de los sistemas deposicionales de la cuenca de Jaca dentro de un marco litoestratigráfico general y de evolución paleogeográfica. Las facies más características se muestran sintetizadas en la tabla 1 del apartado 5.3.

5.1.-Sector de Jaca

En el sector de Jaca el sistema deltaico de Sabiñánigo (Capítulo 4, Anexo 1) se compone por la Formación de las Margas de Larrés, las Facies de Gracionepel, la Formación de la Arenisca de Sabiñánigo y la parte inferior de la Formación de las Margas de Pamplona. La Fig. 5-2 representa una sección sintética de las unidades mencionadas a partir de la cual se definirán sus facies así como sus cambios laterales a lo largo del sector de Jaca.

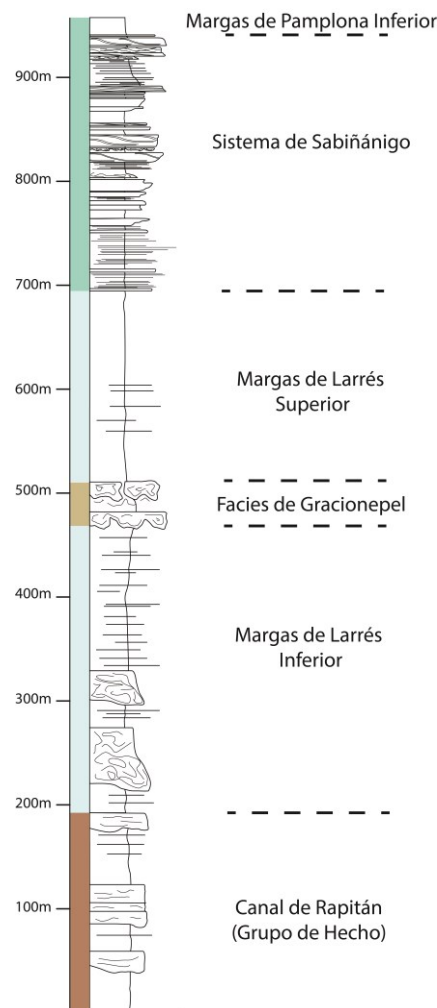


Fig. 5-2 Columna estratigráfica sintética a partir de las secciones 19, 20 y 10 en el sector de Jaca. Los colores se corresponden con los utilizados en la cartografía.

5.1.1.- Margas de Larrés inferior

Las Margas de Larrés inferiores representan el tramo de margas suprayacentes de manera transicional al canal turbidítico de Rapitán en sentido estricto (Remacha et al., 1988). Este tramo se inicia con la sección condensada formada por la “capa amarilla” (YML) que se genera en el tránsito entre el final de la actividad del canal turbidítico, en sus términos del dique (*levee*) oriental del canal y sus equivalentes en el relleno del canal de Rapitán (Remacha et al., 1995 y Marfil et al. 2012), hasta los niveles correspondientes a las Facies Gracionepel (en el sentido de Puigdefàbregas, 1975) (Fig. 5-2). El canal de Rapitán ha sido incluido en el abanico de fondo de cuenca (*basin floor fan*), mientras que el tránsito y buena parte de las Margas de Larrés se corresponden con el abanico de talud (*slope fan*), ya conectado a la progradación deltaica de la Arenisca de Sabiñánigo (Remacha et al., 1988, Remacha y Picart, 1991).

El tramo de las Margas de Larrés inferiores está constituido por facies de talud, caracterizadas por muy abundantes inestabilidades sedimentarias, canales turbidíticos de dimensiones modestas, entre métricas a decamétricas, y margas masivas. Esta unidad tiene una característica distintiva que es la presencia de abundantes nódulos de concreciones dolomíticas que destacan en el paisaje por su pátina de meteorización amarillenta.

Las distintas facies presentes en este tramo pueden desglosarse en:

- Facies G1: Corresponden a niveles caóticos cuyo espesor varia de orden métrico a decenas de metros de margas en su mayor parte con bloques intraformacionales de areniscas turbidíticas y concreciones dolomíticas de dimensiones métricas y con diferentes grados de deformación plástica aislados dentro de la matriz margosa. (Fig. 5-3).

Se interpretan como producto de *mud-flows*, y deslizamientos rotacionales en menor medida, que se generan por colapsos gravitacionales en masa del talud.

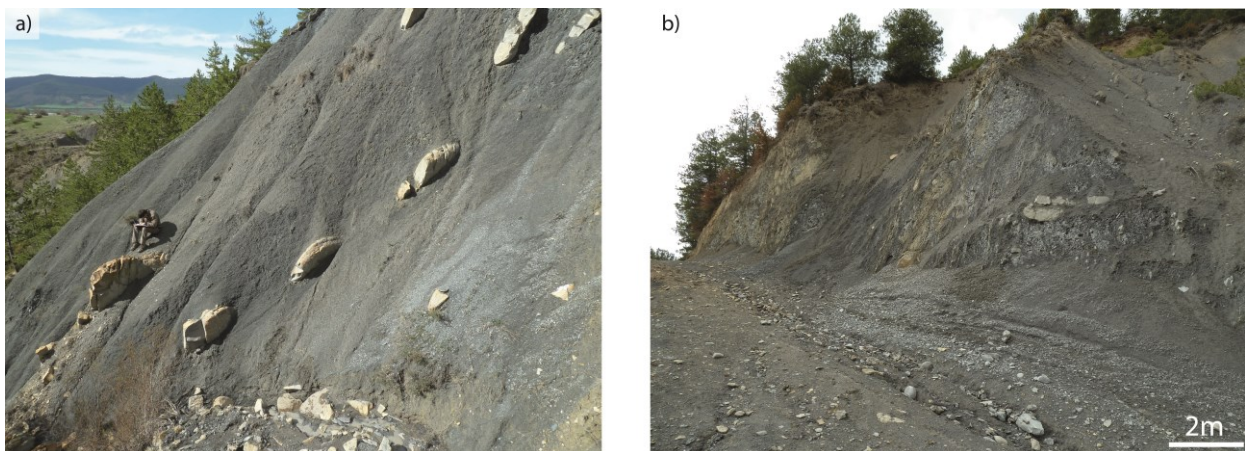


Fig. 5-3. Ejemplos de las facies G1 presentes en las margas de Larrés inferiores con concreciones dolomíticas (a) y fragmentos de areniscas de origen turbidítico (b).

- Facies Af1: Areniscas gradadas de grano medio a fino, con espesor de 5 a 25 cm, masivas con contactos netos, ocasionalmente erosivos a base. También de manera puntual pueden presentar restos de material orgánico y en menor grado bioturbación a techo (Fig. 5-4).

Estas facies se interpretan como el producto de la sedimentación en masa por congelamiento friccional de flujos granulares de alta concentración formando el relleno de canal. Esta facies es equivalente a la F8 de Mutti, (1992)

- Facies Af2: Areniscas de grano fino a medio, con espesor de 10 a 50 cm, con laminación cruzada, con contacto basal neto ocasionalmente erosivo y neto o lenticular a techo (Fig. 5-4).

Esta facies se interpreta como los depósitos formados por corrientes tractivas que afectan a la carga de fondo liberada por un flujo que evoluciona de supercrítico a subcrítico por salto hidráulico y reorganización de la corriente. Esta facies es equivalente a F6 en el sentido de Mutti, (1992).



Fig. 5-4. Ejemplo de las facies de relleno de canal Af1 presentes en las Margas de Larrés Inferiores en la vertical de Asieso en el norte de Jaca.

- Facies Af3: Arenas de grano fino, de pocos centímetros de espesor, con contacto basal neto y ripples de corriente unidireccional.

La formación de ripples da lugar bajo condiciones de régimen de flujo bajo iniciados por procesos de tracción coincidiendo con la división Tc de la secuencia de Bouma (1962) y contenida dentro de la F9 de Mutti, (1992).

- Facies Mm: Corresponden a margas masivas que forman cuerpos que varían desde los pocos centímetros (<10cm) a varias decenas de metros de potencia. Pueden presentar un grado

variable de bioturbación y ocasionalmente restos de materia orgánica (Fig. 5-5). Se interpretan como producto de la decantación distal de la sedimentación deltaica.

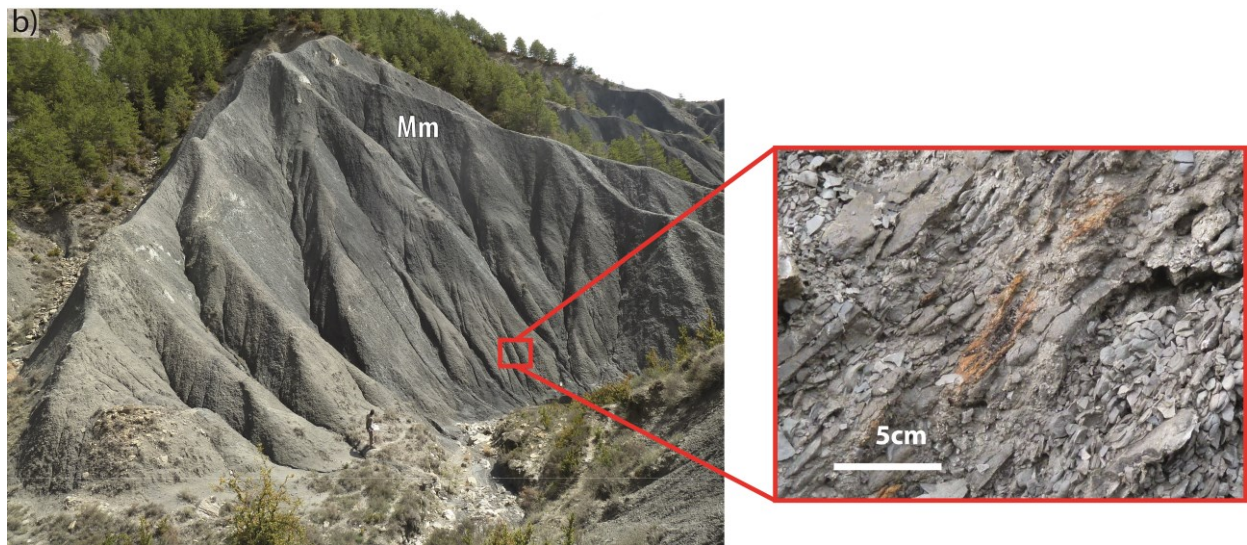


Fig. 5-5. Ejemplo de las facies Mm con restos de materia orgánica en la vertical de Asieso al norte de Jaca.

- Facies DI: Corresponden normalmente a bloques esferoidales o tabulares, que pueden alcanzar diámetros de orden métrico, que se encuentran incluidos en tramos margosos masivos o desestabilizados aunque también pueden observarse en tramos de arenisca muy fina o limo (Fig. 5-6).

Este tipo de concreciones dolomíticas han sido analizadas en formaciones equivalentes o de similar ambiente deposicional que los contienen en la cuenca de Aínsa y se les ha atribuido un origen relacionado con la cementación dolomítica de las margas mediante procesos de metanogénesis durante la diagénesis (Hoareau *et al.*, 2009).



Fig. 5-6. Aspecto de las facies de concreciones dolomíticas en tramos margosos cerca de la localidad de Larrés.

5.1.2.- Facies Gracionepel

El tramo de las Margas de Larrés inferior da paso a las facies de Gracionepel (Puigdefábregas , 1975). Este tramo se caracteriza por canales turbidíticos de talud no superiores a los 10 metros de potencia cuyo relleno se forma a partir de capas de areniscas masivas, medias y finas, con un máximo de 50 cm de espesor (Facies Af1). Estas capas se alternan con niveles de margas masivas (facies Mm), de varios centímetros de espesor pero que pueden llegar a alcanzar potencias de orden decamétrico (Fig. 5-7). No obstante, los canales turbidíticos no son la principal característica de las facies Gracionepel. En el área próxima a esta localidad, la facies más representativa corresponde a conjuntos de bloques de areniscas de lóbulo de frente deltaico, de varios metros potencia, y que han sufrido deformación durante su removilización. Estos bloques y canales presentan diferentes granulometrías; desde areniscas finas en el caso más común hasta areniscas gruesas con gravas como por ejemplo en el área de Novés, al noroeste de Jaca (Fig. 4-9).

Este tipo de facies (facies Bp) se generan entre la interfase entre sedimento grueso preconsolidado y los sedimentos finos infrayacentes. Esta deformación asociada a carga sedimentaria, eventos tectónicos o combinación de ambos (Laberg y Vorren, 2000) se inicia con la generación de estructuras tipo *flame*, *dish* o *pillar* (Hindmarsh y Rijdsdijk, 2000) llegando a evolucionar a estructuras *Balls-and-Pillow* (Owen, 2003; Oliveira et al., 2011). Este tipo de deformación asociada a un aumento de gradiente puede dar lugar a la emobilización completa de este tipo de sedimentos.



Fig. 5-6. Canales turbidíticos de talud presentes en las facies de Gracionepel.

La facies que corresponde a los bloques de arenisca removilizados (facies Bp), se generan de manera sin o inmediatamente post deposicional, en la interfase entre sedimento grueso preconsolidado y los sedimentos finos infrayacentes. Esta deformación, se asocia a licuefacción por vibración por eventos sísmicos y puede observarse con distintos grados de deformación, desde deformación plástica suave por carga, estructuras tipo *flame*, *dish* o *pillar* (Hindmarsh y Rijdsdijk, 2000), llegando a evolucionar hasta la disrupción en estructuras *balls-and-pillow* (Owen, 2003; Oliveira et al., 2011) (Fig. 5-8). Este tipo de deformación asociada a licuefacción por vibración (terremotos) puede llegar a dar lugar a la removilización de partes de capas de areniscas de frente deltaico de la Arenisca de Sabiñánigo, que por disrupción aparecen como olistolitos embebidos en facies finas, con el conjunto siendo removilizado y transportado sobre el talud.

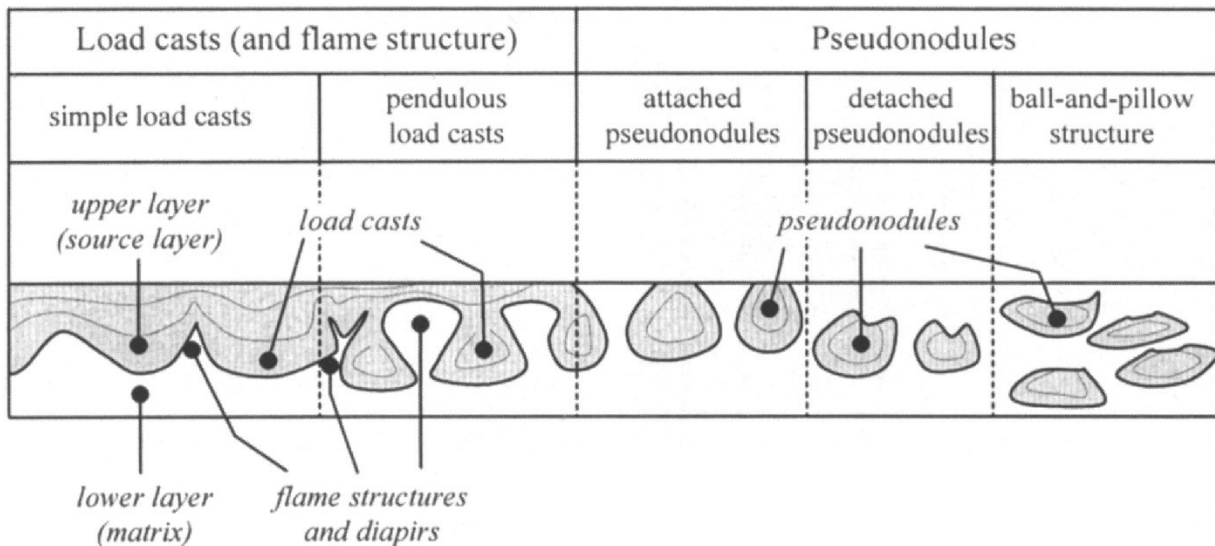


Fig. 5-8. Evolución de las estructuras de deformación por procesos de licuefacción. Extraído de Owen, (2003).

5.1.3.- Margas de Larrés superiores

Las Margas de Larrés superiores constituyen un tramo de aproximadamente 200 metros de potencia por encima de las facies Gracionepel. A diferencia del tramo inferior, estas margas se caracterizan por ser

masivas (Facies Mm), aunque hacia la parte alta alternan con limos y areniscas muy finas. En este tramo esencialmente margoso, hacia techo se va acentuando el carácter cíclico acompañado con un incremento de tamaño de grano. Estos ciclos se inician con margas masivas (facies Mm) que gradan a limos y areniscas muy finas con estratificación general planoparalela y extensión lateral muy alta, aunque en términos generales las facies de limos y arenas son esencialmente masivas (lm) (Fig. 5-9). Particularmente cuando admiten arenas, en algunas ocasiones se han observado “fantasmas” de estratificación hummocky y ripples de flujo combinado que se tratan de manera mas detallada en el apartado 5.1.4.

La ciclicidad estrato y grano creciente, con espesores entre 2 y 5 m, es la más generalizada, aunque en ocasiones, por encima del ciclo progradacional se pueden desarrollar tramos retrogradacionales y progresivamente más margosos hacia techo, hasta entrar en facies Mm. El grado de bioturbación es intenso en todos los términos de limo y arena fina.

Esta facies materializa la transición entre las margas prodeltaicas y los limos y arenas de plataforma externa, con mayor protagonismo de las primeras hacia la parte inferior del tramo mientras que hacia techo se va realizando la transición a la formación de la Arenisca de Sabiñánigo en sentido estricto. Tiene una naturaleza híbrida, en ocasiones con claros indicios de estratos de poco espesor de naturaleza hiperpícnica de partes terminales de lóbulos de frente deltaico, sobre todo cuando la facies se presenta bien estratificada, o ya de plataforma externa cuando corresponde a facies masivas altamente bioturbadas. En ambos casos, considerando su extensión a gran escala (varios kilómetros), gradan finalmente a facies de margas prodeltaicas. Aunque dentro de un plano hipotético, el carácter híbrido también se manifiesta en términos de procedencia, teniendo las facies terminales de flujos hiperpínicos una procedencia norte, los cuales se interestratificarían con los términos de plataforma externa con origen en el sur. Estas últimas se asocian mayormente a las facies de limos y arenas muy finas masivas, por analogía con las relaciones observadas y documentadas petrográficamente por Roigé et al., (2016; 2017) en la Arenisca de Sabiñánigo.



Fig. 5-9. Ejemplo de las alternancias de niveles de limos y arcillas, asociadas a lóbulos distales generados por flujos hiperpícnicos, presentes en las Margas de Larrés superiores.

5.1.4.- Arenisca de Sabiñánigo

De manera transicional, las Margas de Larrés superiores dan paso a la formación de la Arenisca de Sabiñánigo (Fig. 5-1 y 5-2). La calidad de los afloramientos, además de la excelente expresión cartográfica de esta formación a lo largo de la zona de estudio, permite un estudio tridimensional de las facies que facilita la comprensión de las relaciones verticales y laterales entre ellas, observables físicamente.

La Arenisca de Sabiñánigo está constituida esencialmente por facies deltaicas y como tales presentan complejidad en lo concerniente a los distintos medios y submedios representados en sus distintas asociaciones de facies. Con la intención de resumir, sin menoscabo de una correcta caracterización, se han agrupado en cinco grandes asociaciones de facies: (a) las de frente deltaico formando el sistema de barras de desembocadura (b) las facies con influencia o predominio de procesos mareales, (c) las de lóbulos de frente deltaico generados por flujos hiperpícnicos, (d) las de facies de plataforma externa y, finalmente, (e) las de prodelta. Otros subambientes deposicionales asociados a alguna de las asociaciones anteriores serán comentados en cada caso específico.

a) Asociación de sistemas de barras de desembocadura

Representa la asociación de facies más proximal observada en el sistema deltaico de Sabiñánigo. Su expresión areal dentro de la cuenca se circunscribe prácticamente al extremo este del sector de Jaca, dentro del sinclinal de Santa Orosia.

Esta asociación recoge todas las facies que se dan con el primer salto hidráulico de un flujo hiperpícnico a partir de la expansión que se produce cuando éste entra en el medio receptor. En este caso pueden acontecer dos escenarios. El primero de ellos tiene que ver con los procesos que se dan lugar en la parte proximal de la desembocadura. En el caso de la arenisca de Sabiñánigo este escenario es el menos común y solo es observable en una de las secciones estudiadas (sección 13-Las Gargantas). En este caso (Fig 510a) y por encima de las margas masivas (Facies Mn) producto de un evento anterior, se produce la sedimentación de niveles centimétricos de areniscas con estructuras de flujo combinado (facies Fd4) y que pueden dar paso a niveles también centimétricos de areniscas masivas (facies Fd2). Ambas facies suelen estar más relacionada con los lóbulos de frente deltaico pero también con los *bottomsets* de la facies D4 que es la facies con estratificación cruzada que las sucede verticalmente. Los *foresets* que forman la facies D4 dan lugar a la construcción de la barra de desembocadura en sentido estricto. La facies D4 pasa a la facies D2 la cual representa los canales distributarios terminales que alimentan dichas barras y por último, a las facies conglomeráticas D1 y D2 que reflejan el primer congelamiento friccional del flujo hiperpícnico en la desembocadura.

El segundo escenario (Fig. 5-10b) tiene que ver con la asociación de facies de desembocadura distal donde la facies D4 presenta morfologías oscilatorias en el techo para luego dar paso a margas masivas (Facies Mn) o arcillas bioturbadas (Facies D5).

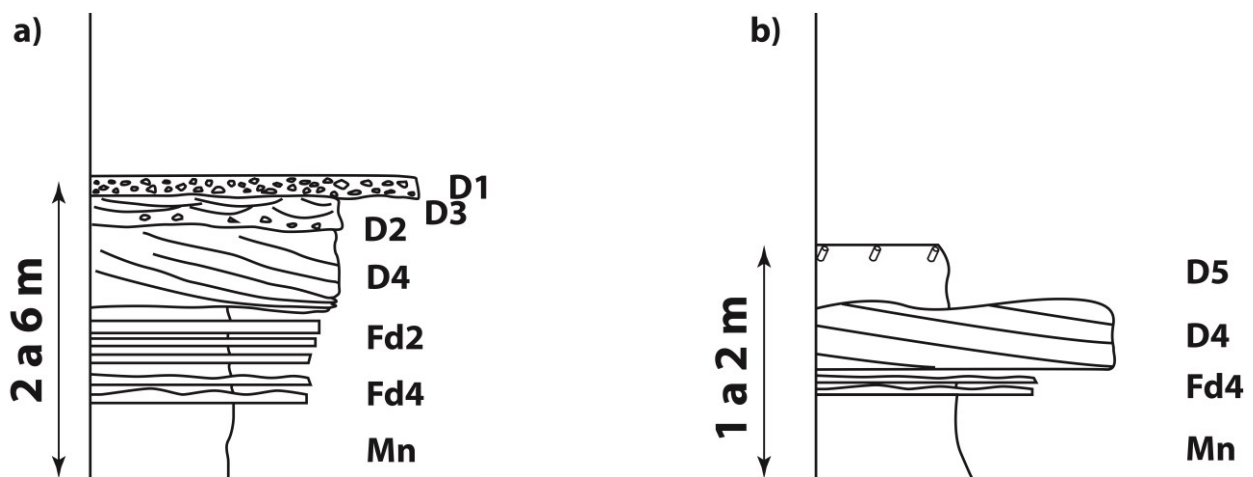


Fig.5-10. Ejemplo de las dos posibilidades de asociación de facies para un ambiente de desembocadura, (a) proximal y (b) distal.

A continuación se detallan las facies propias de esta asociación:

- Facies D1: Conglomerados clasto soportados, de pocas decenas de centímetros de espesor, con diámetro máximo de los cantos de 5 cm, comúnmente con imbricación, y matriz arenosa de grano grueso a fino con mala selección (Fig. 5-11). Forman niveles con base erosiva y techo plano. La escasez de estos niveles dentro la arenisca de Sabiñánigo no permite establecer con claridad sus geometrías laterales. Este tipo de facies se encuentra solamente a techo de la sección 13-Las Gargantas y de manera aislada.

Estos sedimentos se producen a partir de procesos de erosión, transporte por carga de fondo y deposición de la parte conglomerática del flujo de sedimento a partir de la congelación friccional en las zonas de transferencia o zonas próximas a la costa (Mutti et al., 2002; Tinterri, 2007).



Fig. 5-11. Aspecto de las facies D1 en la sección 13-Las Gargantas.

- Facies D2 Gravas matriz suportadas con espesores inferiores a los 20 centímetros, diámetro máximo de los cantos de 1 cm y matriz arenosa de grano fino con mala selección. Esta facies se encuentra presente en la sección 13-Las Gargantas (Fig. 5-13).

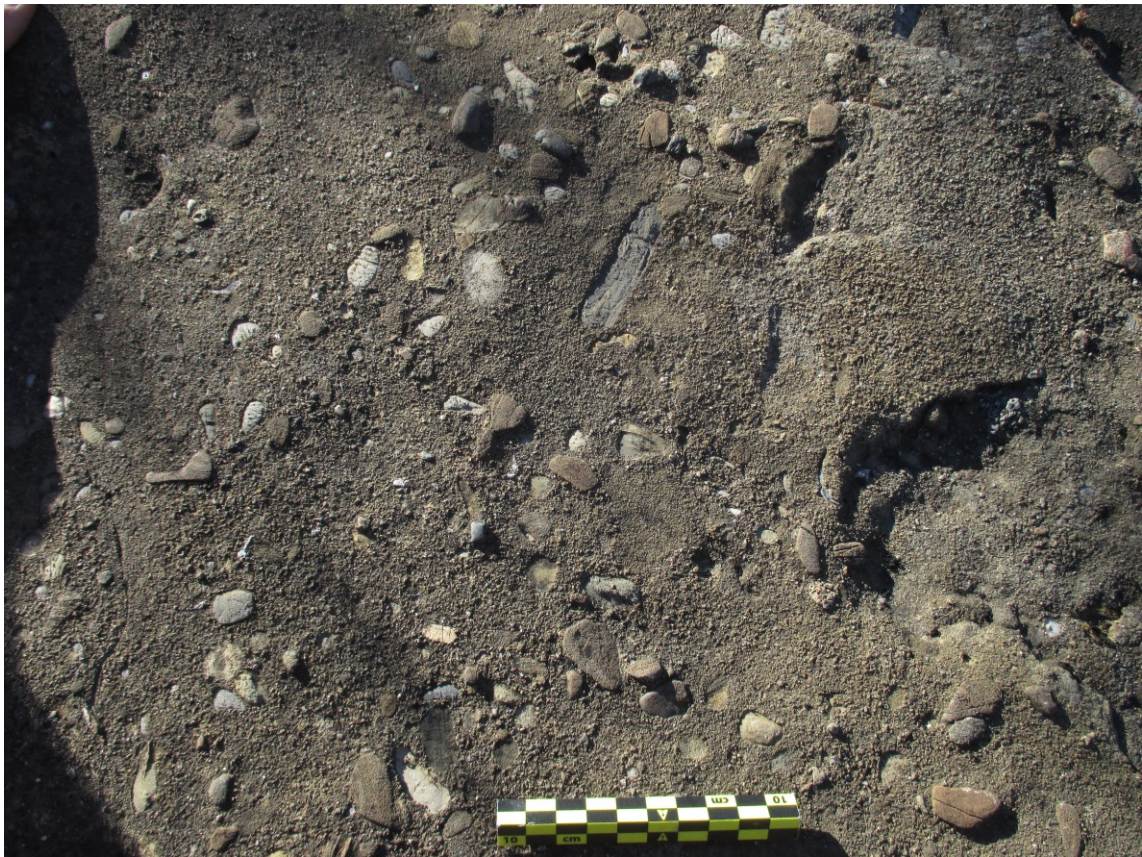


Fig. 5-12. Ejemplo de la facies D2 en la sección 13-Las Gargantas

- Facies D3: Areniscas de grano grueso a fino con buena selección, con espesores que alcanzan el orden métrico, con estratificación cruzada en surco, ocasionalmente acompañadas de gravas y con cantos blandos en la base. Suelen presentar base erosiva y techo neto, ocasionalmente transicional a arenas finas con *ripples* de corriente unidireccionales (facies Af3). Se interpretan como la migración de *megaripples* formados por procesos de retrabajamiento de los depósitos previamente depositados por carga de fondo (Facies D1 y D2), a partir de la parte turbulenta del flujo principal, que genera estructuras tractivas unidireccionales, admitiendo la formación de *megaripples* (Tinterri, 2007).
- Facies D4: Areniscas de grano medio a fino con buena selección formando grupos de *foresets* con estratificación cruzada de bajo ángulo, interiores a 30° (Tinterri, 2007) con espesores que varían entre los 50 cm y los 5m. Los *foresets* se disponen en acreción frontal formando progradaciones de cuerpos sigmoidales de gran escala. Hacia la base, los *foresets* se adelgazan de forma tangencial y progresiva, formando los *bottomsets* a pie de barra que pueden estar constituidos tanto por cuerpos tabulares de arenas masivas (Facies Fd2) o por capas con estructuras de flujo combinado (Facies Fd4). Los contactos de estos cuerpos sigmoidales son netos o erosivos en el caso del contacto basal mientras que a techo son netos y ocasionalmente con componente ondulatoria (Fig.5-13). Esta facies es el producto de la sedimentación de la carga de fondo del

flujo unidireccional, de velocidad relativamente alta, el cual ha superado las áreas más proximales y formando *foresets* tangenciales hacia la base que dan lugar a un conjunto de cuerpos sigmoidales (Tinterri, 2007). La geometría sigmoidal es la consecuencia de la influencia que ejerce la componente oscilatoria presente en el medio de sedimentación (oleaje y/o suspensión turbulenta que sigue al flujo laminar basal). Esta componente oscilatoria erosiona la parte superior de los diferentes *foresets* y como consecuencia provoca que el techo de estos cuerpos sigmoidales tengan geometrías ondulatorias (Fig. 5-13b), lo que a su vez permite la transferencia de sedimentos más finos hacia zonas más distales de la cuenca (McLeod et al., 1999, Mulder et al. 2003, Zavala et al., 2011).

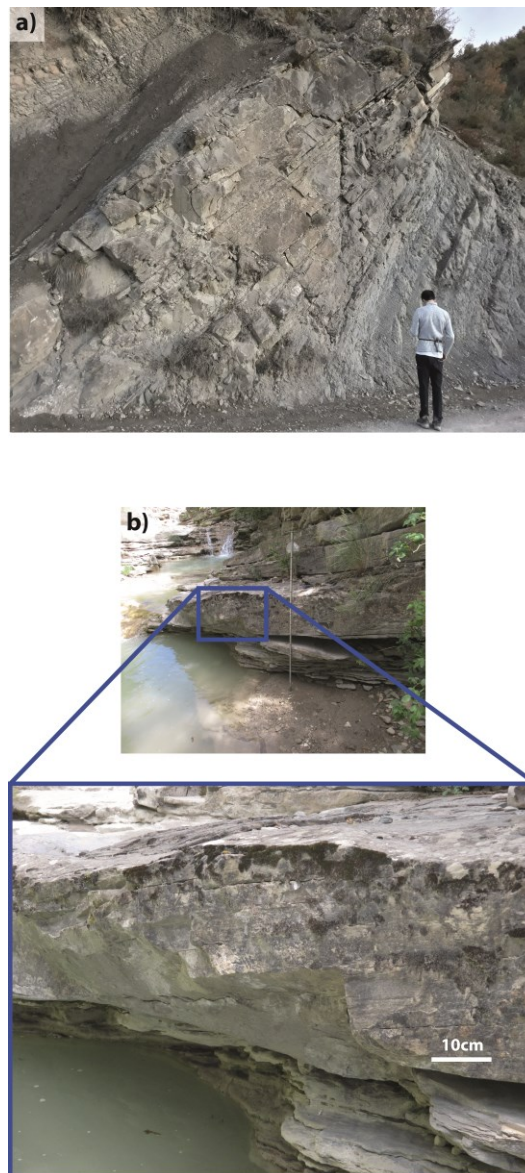


Fig. 5-11 Ejemplos de la facies D4 con (a) acreción de *foresets* progradacionales y (b) con el techo con morfología ondulatoria (b).

- Facies D5: Arcillas masivas bioturbadas con capas que pueden variar desde los 10 cm a 1 m de potencia. Ambos contactos pueden ser netos y para el caso del contacto basal también puede ser transicional desde Pa1 (Fig. 5.14).

Esta facies se asocia a procesos de decantación a partir de plumas hipopícnicas o del flujo turbulento que sigue al flujo laminar basal y que tiene la capacidad de distribuir la fracción arcilla en todas las áreas de sistema deposicional al final de cada avenida. Los procesos de bioturbación se producen cuando la ausencia de sedimentación durante los periodos de recurrencia entre avenidas, permite el desarrollo de actividad de la fauna presente en el medio sedimentario.

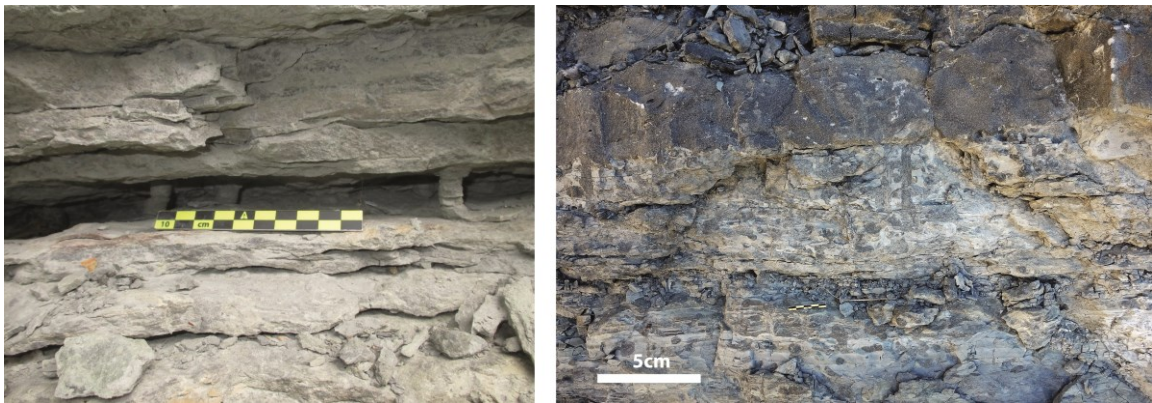


Fig. 5-14. Ejemplos de las facies de arcillas bioturbadas (Facies D5).

b) Asociación con influencia o procesos mareales:

En las posiciones de frente deltaico se produce la sedimentación de facies con diferentes grados de influencia mareal. Estas facies surgen del retrabajamiento por acción de las mareas entre periodos de recurrencia de los sedimentos previamente depositados por avenidas. En su mayor parte, esta asociación se encuentra representada en el sinclinal de Santa Orosia aunque de manera más puntual pueden encontrarse también facies con influencia mareal en flanco sur del anticlinal de Basa.

Esta asociación se desarrolla durante los periodos transgresivos o entre periodos de recurrencia entre las distintas avenidas fluviales que aportan la mayor cantidad de sedimento al sistema. Durante estos periodos, las corrientes mareales removilizan los sedimentos, generando las distintas facies que construyen esta asociación. A partir de las margas masivas o bioturbadas (Facies Mn o D5) se produce la formación de las facies M2, caracterizadas por las distintas estructuras que se desarrollan bajo un régimen supramareal, las cuales vienen seguidas por las facies M1 que desarrollan tidal bundles. En general, esta asociación acaba con margas bioturbadas a techo (facies D5) (Fig. 5-15).

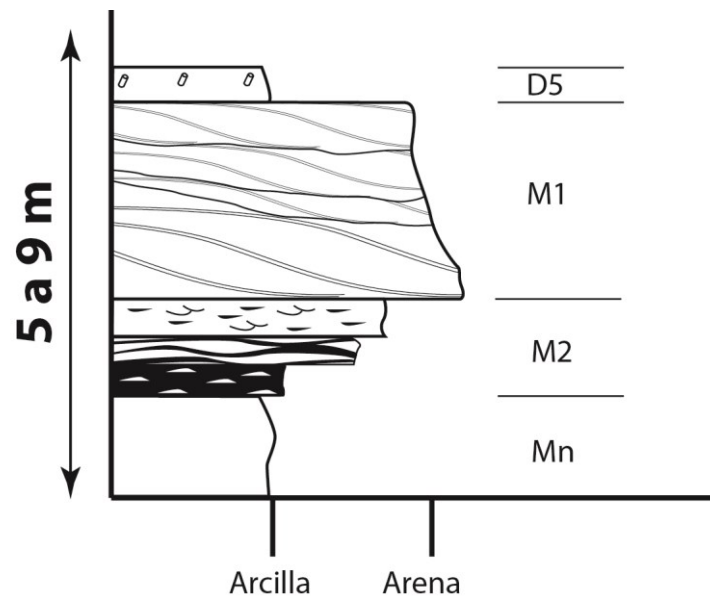


Fig. 5-15. Ejemplo de las facies presentes en la asociación de ambiente mareal.

Las facies características de esta asociación son:

- Facies M1: Areniscas de grano fino con espesores que varían de los 50 cm a los 3m con estratificación cruzada sigmoidal formando *tidal bundles* (Boersma, 1969 y Terwindt 1971) limitados a base y techo por niveles milimétricos de arcilla. En ocasiones los *tidal bundles* presentan truncaciones debidas a las reactivaciones de la corriente mareal. En el *topset* de los sigmoides presentan *ripples* linguoides (facies D5) mientras que en los *bottomsets*, las laminaciones cruzadas pueden llegar a ser tangenciales. Este conjunto se presenta en cuerpos tabulares con contactos netos aunque a techo puede presentar bioturbación en grado variable (Fig. 5-15).

Esta facies están asociadas principalmente a flujos de sedimento bidireccionales, donde la corriente dominante deposita los cuerpos de arena más gruesa, seguidos por una decantación de arcillas y por un depósito de arena más delgado durante los momentos en que actúa la corriente subordinada (Boeresma, 1969; Terwindt, 1971). Este tipo de depósitos se asocian a procesos mareales y permiten ocasionalmente el estudio de su ciclicidad orbital a partir de los ciclos *neap-spring* (Visser, 1980).

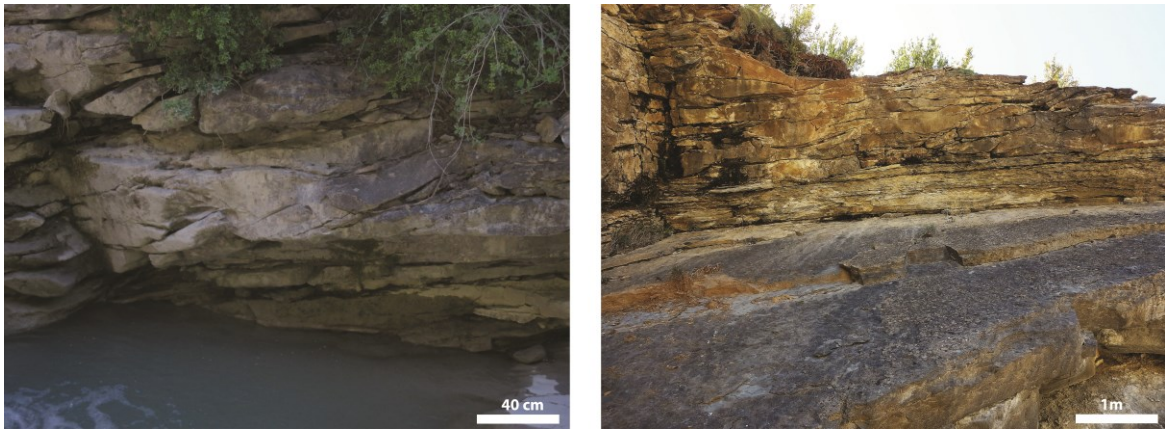


Fig. 5-16. Ejemplo de la facies con sigmoides mareales (Facies M1).

- Facies M2: facies heterolíticas de areniscas de grano fino a muy muy fino con buena selección y arcillas con espesores que varían desde los 40 centímetros a 1,5 metros La relación entre la arena y la arcilla permite subdividir esta facies en :
 - o Estratificación flaser, donde los tapices de arcilla ubicados en la cara de avalancha de los *ripples* no tiene contacto vertical con ningún otro;
 - o Estratificación flaser bifurcada, en la cual entran en contacto diferentes flasers de diferente generación de formación;
 - o Estratificación wavy, en la cual la porción de arcilla cubre por completo el nivel de ripples
 - o Estratificación linsen, la cual donde los ripples quedan aislados de forma individual dentro de los niveles arcillosos. Esta facies es presente en las secciones del sinclinal de Santa Orosia y en las secciones más proximales del flanco sur del anticlinal de Basa (Fig.5-16).

El origen de este tipo de depósitos está relacionado con la acción de las mareas bajo un régimen que puede variar entre las posiciones intermareales (Häntzschel, 1936) y submareales (Reineck, 1963, 1968 y Reineck et al., 1968). Durante los periodos de acción de las mareas (aguas vivas) se produce la sedimentación de la fracción arena dando lugar a los niveles de ripples que pueden presentar cierto grado de componente oscilatoria, mientras que durante los periodos de mareas muertas se produce la decantación de la fracción arcilla.

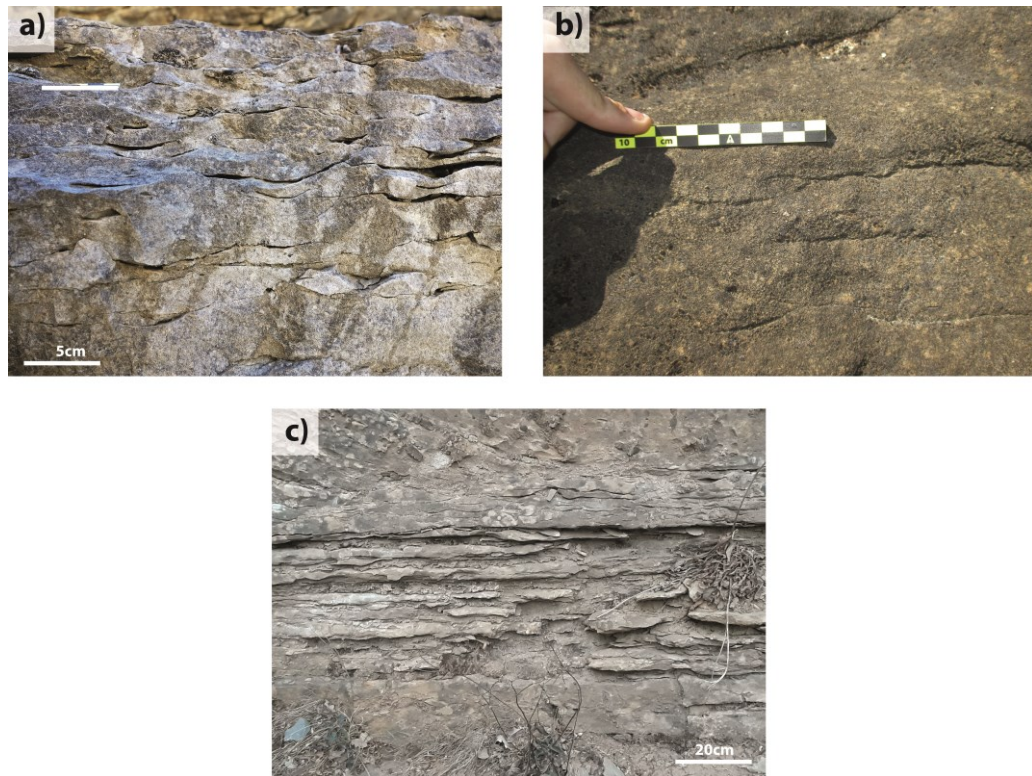


Fig. 5-17. Diferentes expresiones de la facies M2. (a) Estratificación *flaser*, (b) *flaser forks wavy* y (c) *linsen*.

c) -Asociación de facies de lóbulos de frente deltaico generado por flujos hiperpícnicos.

La asociación de facies de lóbulos de frente deltaico cubre las posiciones de frente deltaico medio y distal, así como la transición al prodelta. Esta asociación se produce a partir del sedimento que supera, mediante procesos de *by-pass*, las áreas de la desembocadura. En esta área dominan los procesos de sedimentación por tracción-decantación de flujos hiperpícnicos cada vez más diluidos. El registro sedimentario ideal en la posición de lóbulo de frente deltaico se caracteriza por la sedimentación de sucesiones en las cuales es posible la observación tanto del registro del crecimiento de la avenida (*waxing*) como el decrecimiento de ella (*waning*). El registro que se obtiene consiste en estratos contruidos por diferentes capas individuales, que a su vez muestran diferentes grados de interacción entre el flujo unidireccional propio de la avenida fluvial y las fuerzas oscilatorias propias del medio receptor, así como las generadas por las fuerzas convectivas de la suspensión turbulenta del propio flujo hiperpícnico.

En el caso de la arenisca de Sabiñánigo se ha podido establecer esta asociación para tres posiciones en la cuenca (proximal, media y distal) (Fig. 5-18). Los lóbulos de frente deltaico proximal dominan en el sinclinal de Santa Orosia y rara vez se observa el ciclo *waxing* completo. El ciclo se inicia con un contacto basal que puede ser erosivo. Por encima de este contacto, lo más habitual es encontrar niveles de facies con *ripples* de flujo combinado (Facies Fd4) que dan paso a niveles de areniscas masivas (Fd2), que a su vez evolucionan a facies Fd3 con estratificación cruzada *hummocky*. También se han observado casos

en los que directamente por encima del contacto erosivo basal se observan directamente facies de *peak flow*, en este caso facies Fd3, sin tener presente las facies de *waxing*. Por encima de las facies de *peak flow* sí que se encuentra preservado las facies de *wanning* en la mayoría de los casos. Por encima de las facies Fd3 se registra la desaceleración del flujo a partir de facies de areniscas masivas. Éstas dan paso a facies fd4 con *ripples* de flujo combinado, que a su vez evolucionan a facies Fd6, producto de flujos pulsantes y por último, a facies de arcillas bioturbadas que representarían el fin de la avenida.

En las posiciones de lóbulo de frente deltaico medio (sección 11-Osan), estos ciclos pierden potencia y parte de las facies que si se observaban en las áreas proximales. En esta posición, las facies con *hummocky*, las cuales registran el pico de la avenida, son substituidas por facies de areniscas masivas. Por otro lado, es más común encontrar preservado el momento de crecida (*waxing*) que se desarrolla desde las margas bioturbadas depositadas en la anterior avenida a partir de facies listadas (Fd6) con diferentes grados de oscilación. Por encima del pico de la avenida, las areniscas masivas , da paso a facies de *ripples* de flujo combinado (Fd4) y posteriormente a areniscas masivas, que representarían en este caso el pico de la avenida. Durante la fase *waning* se registra el desaceleramiento del flujo mediante el paso de las facies de areniscas masivas a areniscas con estructuras de flujo combinado que a su vez pasan a facies de limos y arcillas listadas (Fd6). A techo de esta asociación pueden darse dos casos, por un lado las facies listadas pueden pasar a *starved ripples* (Fd5) y luego a margas bioturbadas o directamente pasar de las facies listadas a las margas bioturbadas.

Por último, en las posiciones de lóbulo distal, estos ciclos presenta una potencia aún más reducida relacionada con la sedimentación de la parte más diluida de les flujos hiperpícnicos. En esta posición, las estructuras de flujo combinado son reducidas y domina la sedimentación de niveles de areniscas masivas de bajo régimen de flujo. También se produce un aumento de las facies limosas y margosas en forma de capas de *starved ripples*, arcillas listadas, margas masivas y margas bioturbadas.

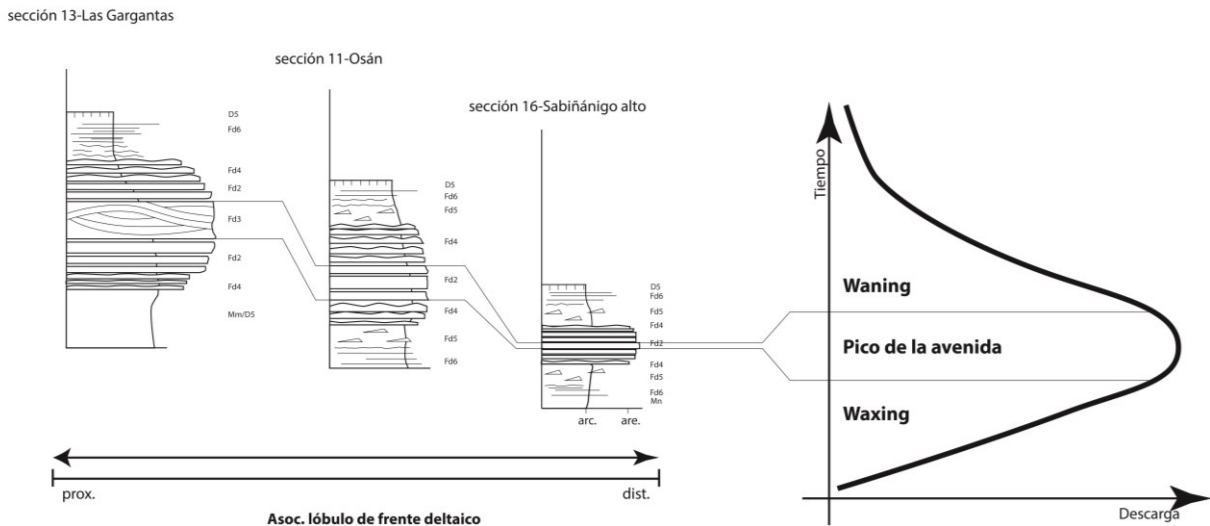


Fig. 5-18. Esquema de la asociación de lóbulo de frente deltaico de las áreas proximales, medias y distales valido para la arenisca de Sabiñánigo.

Las facies propias de esta asociación son:

- Facies Fd1: Areniscas de grano fino a muy fino bien seleccionadas, con espesores que varían de los 10 a los 50 centímetros con laminaciones paralelas formando conjuntos de láminas milimétricas, con contenidos de materia orgánica ocasionalmente. Presentan contacto basal neto que en ocasiones puede llegar a ser erosivo (Fig. 5.19a). A techo pueden presentar contacto neto o transicional a Facies Af3, Fd2 y Fd4.

Este tipo de facies puede darse mediante dos tipos de mecanismos. Uno de ellos es por procesos de tracción decantación asociado a la parte diluida de flujos hiperpícnicos, de componente predominantemente unidireccional, bajo un régimen de flujo alto (n° de Froud > 1). El segundo mecanismo corresponde a condiciones de régimen de flujo bajo (n° de Froud < 1) (Sanders 1965) dando paso la formación de *ripples* de corriente (Facies Af3).

- Facies Fd2: Areniscas de Grano fino a muy fino con buena selección, con espesores que varían de 5 a 60 centímetros y con aspecto masivo aunque pueden presentar diversos grados de estructuras sin- y post- deposicionales por carga o escape de fluidos y bioturbación moderada a techo (Fig. 5-19b,c y d). Contacto basal neto, ocasionalmente erosivo o en transición desde Fd1. A techo, el contacto es neto o transicional a facies Af3, Fd4 o Mn.

Ésta facies sería el producto de la sedimentación agradacional a partir de flujos sostenidos con alta carga de sedimento en suspensión (Sanders, 1965; Kneller y Branney, 1995; Zavala et al., 2011; Poyatos-More, 2014) o por otro lado, por congelamiento friccional y colapso gravitacional de flujos inerciales basales de corrientes de turbidez de alta concentración. Facies

Fd3: Areniscas de grano fino a muy fino con buena selección, cuyos espesores varían desde la decena de centímetros a escasos metros y con estratificación cruzada *hummocky*. Pueden contener restos vegetales y diferentes grados de bioturbación. Aunque ambos contactos suelen ser netos, también pueden presentar contactos transicional en la base, desde Fd2, y a techo, desde Fd4 (Fig. 5-19e y f).

Este tipo de facies es el resultado del sumatorio entre una componente de flujo dominante de carácter unidireccional más una componente oscilatoria impuesta por medio del oleaje presente en la cuenca o por la propia corriente convectiva interna del flujo de sedimento. De este modo, un primer proceso de congelación friccional produce la deposición del sedimento mientras que la componente oscilatoria lo retrabaja tractivamente, generando la estratificación *hummocky*.

- Facies Fd4: Areniscas de grano fino a muy fino con buena selección con espesores inferiores a 10 cm con *ripples* de flujo combinado (Fig. 5-19 d y g). Ambos contactos son netos aunque el basal puede presentarse como transicional desde Fd1 o Fd2.

Esta facies es producto de flujos hiperpícnicos una vez que atraviesan la zona entre el nivel de influencia del oleaje (FWWB) y el nivel de base de tormentas (Myrow et al. 2008, y Lamb et al., 2009). Es en este tramo donde la componente unidireccional del flujo hiperpícnico interacciona con la componente oscilatoria del oleaje, dando como resultado una transformación a flujo combinado. Los procesos tractivos permiten la formación de *ripples* de flujo combinando. El grado de simetría entre las diferentes vertientes del *ripple* dependerá de la relación de fuerzas entre el flujo oscilatorio y unidireccional (Mutti et al., 2007; Tinterri, 2011).

- Facies Fd5 Facies heterolítica compuesta por areniscas de grano muy fino y arcillas con espesores que varían desde los 20 centímetros a los 8 metros. Las arenas forman *ripples* de como máximo 5 cm de altura, aislados dentro del cuerpo de arcillas masivas (Fig. 5-19h). Los contactos pueden ser netos o bien transicionales a la facies Mn.

Esta facies se forma por procesos de tracción y decantación a partir de flujos unidireccionales pero con escasez de sedimento de fracción arena. Este hecho provoca que la estructura del *ripple* se nutra de la erosión de su propio lado de *stoss* y lo deposite en *lee* (Tinterri, 2011). Estas estructuras se encuentran preservadas dentro de niveles margosos y, ocasionalmente, están asociadas a niveles de escasos centímetros de Fd1 y Fd2.

- Facies Fd6: Facies heterolítica compuesta por alternancias de láminas milimétricas de arcilla y limo formando cuerpos con espesores de hasta 5 metros. Las laminaciones pueden presentarse tanto de manera paralela como ondulada (Fig. 5-19i). Los contactos pueden ser netos,

transicionales a facies Mn, o en el caso del contacto basal, también puede ser transicional desde Fd5.

- Esta facies es la respuesta al paso de flujos hiperpícnicos de baja densidad que decantan a partir de un flujo pulsante residual en las zonas distales del sistema

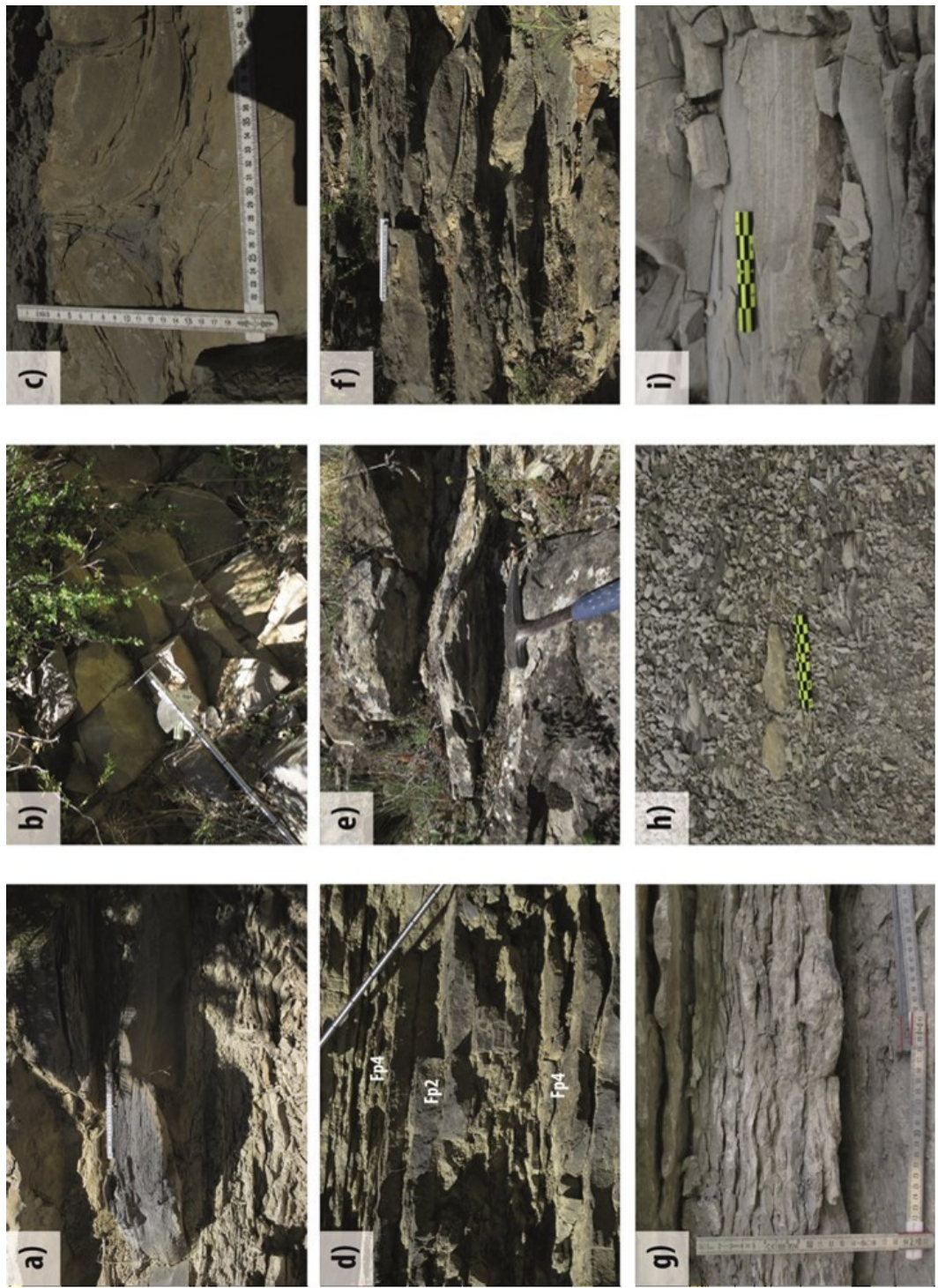


Fig. 5-19. Ejemplo de las distintas facies propias de lóbulos de frente deltaico hiperpícnicos: (a) Facies de areniscas con laminaciones paralelas (Fd1), (b) Facies de areniscas masivas (Fd2), (c) escarpatorias de flujo en facies Fd2, (d) Facies de ripples de flujo combinado (Fd4) y areniscas masivas (Fd2), (e y f) Facies con estratificación cruzada hummocky (Fd3), (g) facies de ripples de flujo combinado (Fd4), (h) Facies con starved ripples (Fd5) y (i) Facies con laminaciones de limo/arcilla

d) Asociación de plataforma externa

Los sedimentos de plataforma externa representan el tránsito entre las posiciones de prodelta y el talud. Se construyen en momento de ausencia o un mínimo de aporte de sedimento clástico. Esta asociación domina en el flanco sur el anticlinal de Basa, aunque también tiene representación en el sinclinal de Santa Orosia, pero solo en momentos transgresivos. La principal característica de estos depósitos es la formación de cuerpos arenosos masivos, de grano muy fino o limo, muy bioturbados y con aspecto muy carbonático.

En su base, esta asociación muestra un contacto transicional desde margas masivas (Facies Mn) a areniscas masivas, de grano muy fino y con elevada bioturbación (Facies Pa1). Por encima de las facies Pa1 se abren dos posibilidades (Fig. 5-20). La primera es un contacto transicional desde la facies Pa1 a nuevamente margas masivas (Facies Mn) o margas bioturbadas (Facies D5). La segunda es que a techo de las facies Pa1 se desarrollen facies bioclásticas (facies Pa2) en tránsito a su vez a margas masivas (facies Mn) o margas bioturbadas (facies D5).

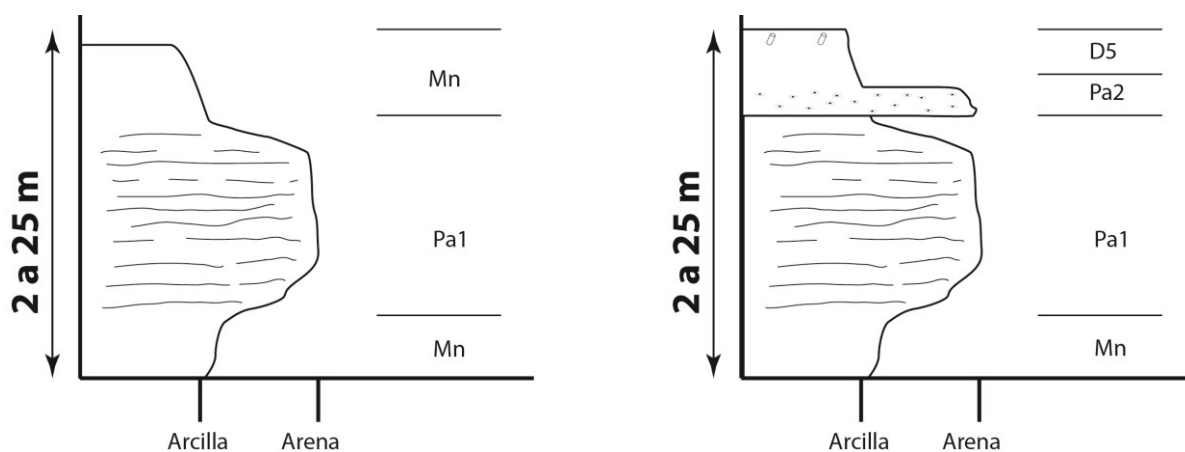


Fig. 5-20. Ejemplos de las dos posibles de la asociación de plataforma abierta.

Las facies características de esta asociación son:

Facies Pa1: Areniscas de grano muy fino a limo con espesores que varían desde la decena de centímetros a la decena de metros. En general presentan granos de glauconita y un elevado grado de bioturbación (Fig. 21a) que dificulta la observación de algún tipo de estructuras sedimentarias, si bien en ocasiones se observan relictos de estratificación cruzada *hummocky* (Fig.21b), o restos de materia orgánica (Fig. 21c). Pueden presentar contactos netos, siendo habitual que estos cuerpos muestren gradación desde y/o hacia facies Mn y D5. Esta es la facies más común a lo largo del flanco sur del anticlinal de Basa aunque también es observable de

manera más puntual en el flanco norte. Esta facies es el producto de la decantación de sedimento a partir de flujos hiperpícnicos muy diluido en posiciones distales.

- Facies Pa2: Areniscas masivas de grano muy fino con espesores de orden métrico formando capas tabulares con bioturbación abundante y bioclastos mayoritariamente del tipo nummulites, discocyclinas y bivalvos. Los contactos pueden ser netos o transicionales de y/o hacia facies Mn. La sedimentación de este tipo de facies se produce nuevamente por decantación del sedimento diluido de los flujos hiperpícnicos en posiciones distales. La presencia de fauna se ve favorecida por la ausencia de sedimentación, lo que genera unas condiciones de luminosidad, salinidad que favorece la proliferación de las comunidades de organismos.

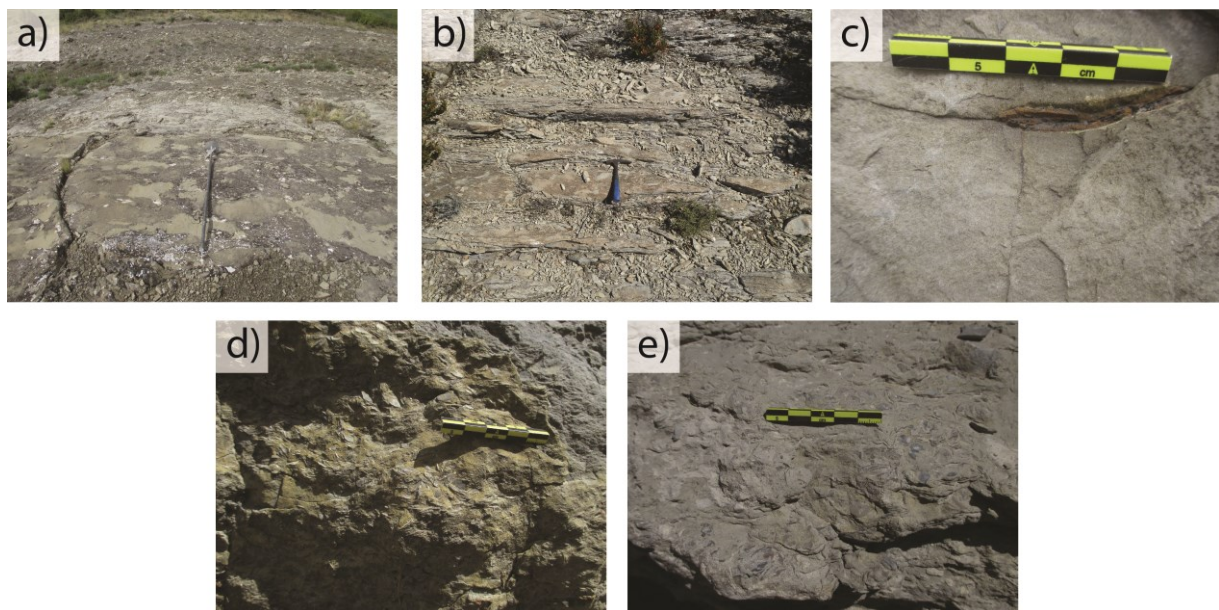


Fig. 5-21. Ejemplos de la asociación de facies de plataforma externa. (a) Facies de areniscas muy finas y limos bioturbados (Pa1) y (b) facies Pa1 con presencia de estratificación cruzada *hummocky*. (c) Restos vegetales en facies Pa1. (d) y (e) Facies Pa2 muy bioclásticas.

e) Asociación de Talud

Esta asociación es la más distal de todo el sistema deltaico. Tanto en ambientes de prodelta como de talud dominan los procesos de sedimentación por decantación de las fracciones más finas del flujo sedimentario, así como la sedimentación por transporte en masa producto de las inestabilidades gravitacionales que se dan en el talud (Prior y Coleman 1980).

Las facies que caracterizan esta asociación (Fig. 5-22) son de base a techo las facies G1, las facies Af1 y/o Fd2, las facies Mn y por último, las facies Pt1, las cuales en ausencia de colapsos gravitacionales en el talud, sólo se compondría de las facies arcillosas. Individualmente, las facies G1, Af1, Fd2 y Mn son frecuentes en las asociaciones anteriormente descritas mientras que la facies Pt1 no ha sido descrita hasta ahora.

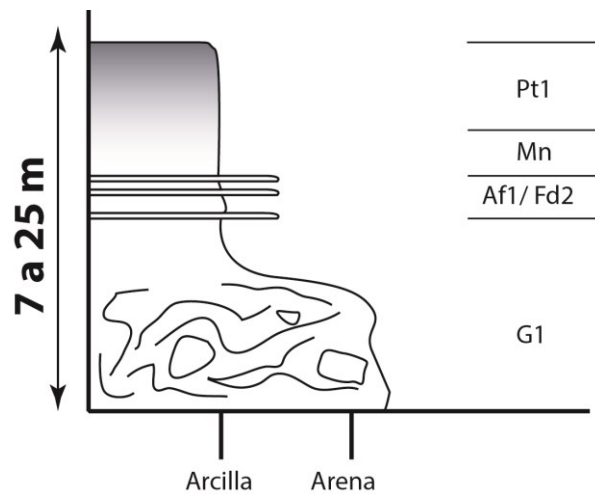


Fig. 5-21. Ejemplo del apilamiento en la asociación de facies de prodelta/talud.

- Facies Pt1: Arcillas oscuras con espesores métricos y con alto contenido en materia orgánica. Sus contactos son netos o en transición desde facies Mn (Fig. 5-23).

Esta facies se asocia a procesos de decantación de fracción arcilla en las partes distales del sistema, en condiciones de relativa profundidad y de oxigenación mínimas. Su color refleja su alto contenido en materia orgánica y un ambiente predominantemente reductor.

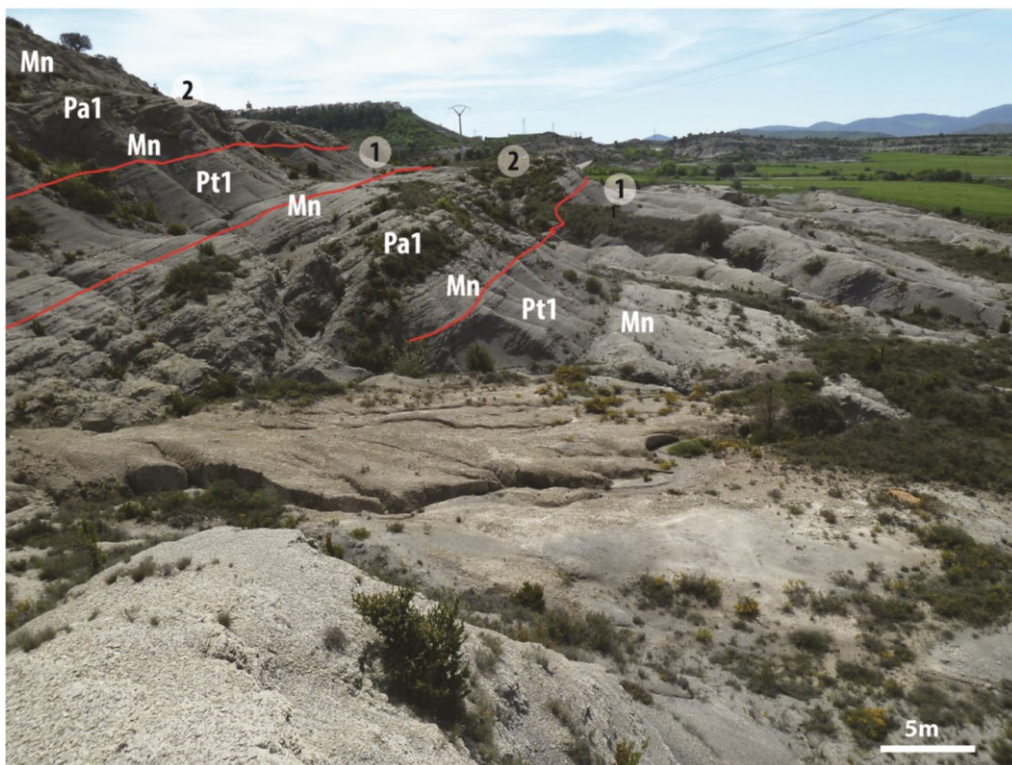


Fig.5-23. Ejemplo del aspecto de las facies de arcillas oscuras (Facies Pt1) presentes en el extremo occidental del área de Berdún. Las líneas rojas separan los dos tipos de asociaciones que se observan en la foto: (1) para la asociación de prodelta/talud y (2) para la asociación de plataforma externa.

5.2.- Sector de Fiscal

En el sector de Fiscal, las unidades que pueden ser equivalentes a la Arenisca de Sabiñánigo se corresponden con los sistemas de San Felices inferior y superior (ver capítulo 4 y anexo 1). Como referencia para la descripción de las facies de estos sistemas se partirá de las secciones medidas en el extremo este del Valle del Ara (secciones 1-Jánovas y 2-San Felices) de las cuales puede verse una representación sintética en la Fig. 5-24 y de sus equivalentes laterales a lo largo del Valle del Ara.

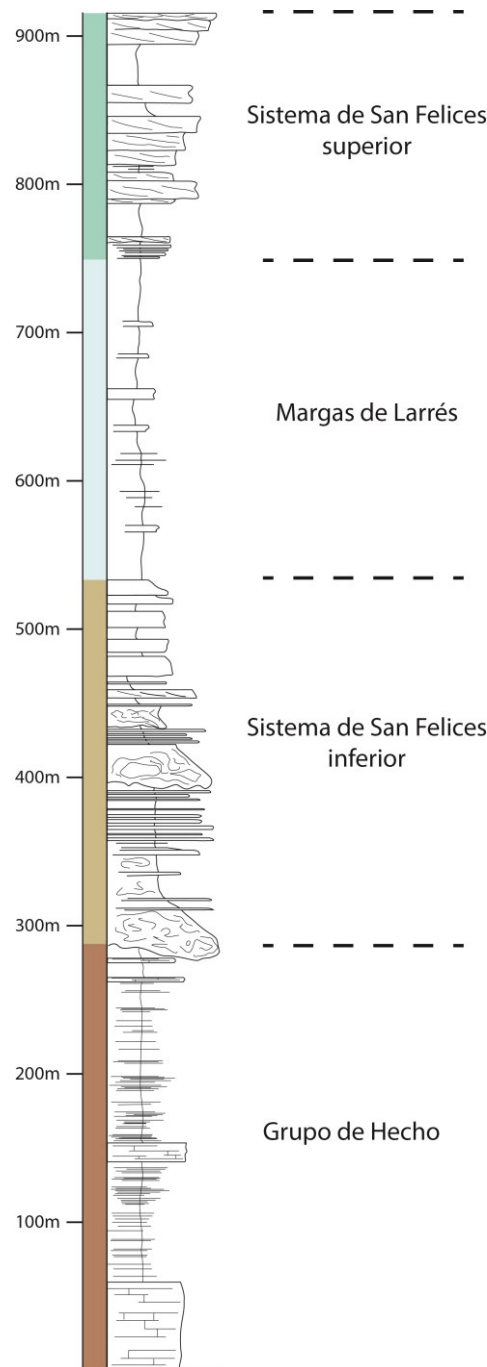


Fig. 5-24. Columna estratigráfica sintética partir de las secciones 1 y 2 medidas en el valle del Ara, con las unidades estratigráficas identificadas en el extremo este del sector de Fiscal.

5.2.1.-Grupo Hecho

Este grupo constituye la unidad más basal al sur de la localidad de Jánovas, la cual se caracteriza por facies de margen de cuenca turbidítica con numerosas discordancias angulares entre los diferentes ciclos hemipelágicos, que se asocian al movimiento del anticlinal de Boltaña. A su vez estos ciclos hemipelágicos se encuentran interestratificados entre niveles carbonáticos y margas masivas (facies Mn).

Las facies presentes en este tramo son:

- Facies The: Niveles centimétricos de areniscas carbonáticas masivas. Ocasionalmente pueden diferenciarse dos partes en una misma capa, las cuales en la parte basal se caracterizan por ser más oscuras y con un tamaño de grano mayor, que no supera el tamaño limo. A techo, por el contrario, el color es más blanquecino y puede contener pseudonódulos limosos o bioturbaciones en su interior (Fig.5-25a).

Esta facies se interpretan como el producto de la sedimentación de la parte más diluida de la suspensión turbulenta de un flujo turbidítico cargado de las partículas carbonáticas menos densas (Remacha y Fernández, 2000 y 2003).

- Facies Pcar: Niveles de calcarenitas de espesores que varían desde la decena de centímetros a la decena de metros. Presentan nummulites de forma esporádica y pueden presentarse en forma de niveles masivos o poco estratificados (Fig.5-25b).

Estos niveles representan la parte distal de las plataformas carbonáticas que se desarrollan al margen sur de la cuenca turbidítica y que en ausencia de sedimentación turbidítica se adentran en la cuenca y pueden interdigitarse con los diferentes ciclos turbidíticos.

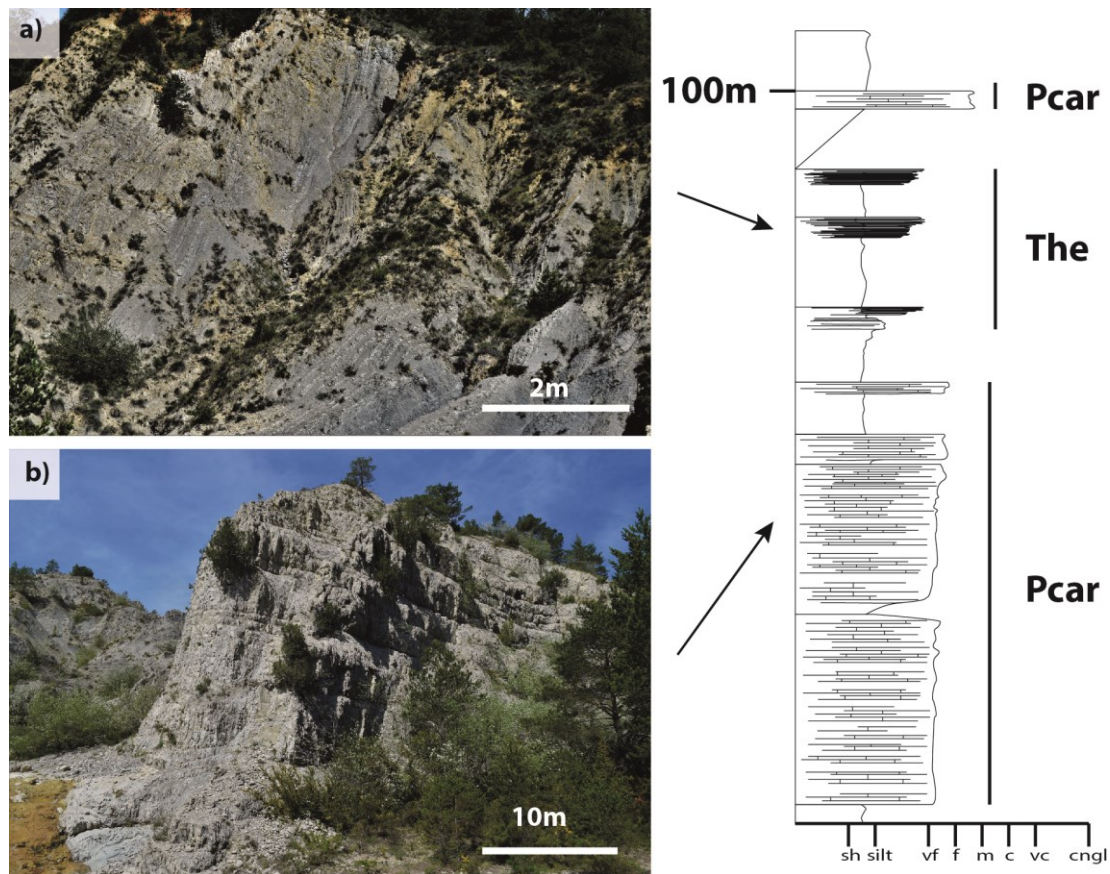


Fig. 5-25. Aspecto de las facies The (a) y las facies Pcar (b) junto a su relación vertical en un fragmento de columna estratigráfica extraído de la parte inferior de la sección 1-Jánovas.

5.2.2.-Sistema de San Felices inferior

Mediante un contacto discordante erosivo y por encima de las facies del Grupo de Hecho se desarrolla el sistema de San felices inferior, el cual presenta tres partes claramente diferenciadas por su registro de facies.

La parte basal de este sistema (Fig. 5-26a) se caracteriza por facies de talud donde por encima de la discordancia aparecen facies producto de inestabilidades sedimentarias. Estas inestabilidades puede alcanzar potencias de orden métrico normalmente con bases erosivas y suelen estar constituidas por cantos intraformacionales, en general matriz soportados (Fig. 5-26b). Estas facies corresponderían a la facies G1 expuesta anteriormente.

Las facies G1, se alternan con ciclos formados por niveles de areniscas masivas de grano medio a fino (Facies Af1), con buena selección, con ambos contactos netos, ligeramente erosivos en la base donde pueden observarse *flutes* con sentido prácticamente norte-sur (Fig 5-26c y d). También se aprecian areniscas de grano fino bien seleccionadas con laminación paralela (Facies Fd1) (Fig 5-26d) y ocasionalmente areniscas de grano muy fino y limos con estructuras de deformación por carga de tipo *flame* (Facies Bp) (Fig. 5-26c y e) en contacto basal transicional desde las facies masivas y ligeramente

bioturbadas a techo. Todas estas facies areniscosas no superan los espesores de orden decimétrico. Por último, en este tramo basal, todas las facies areniscosas se encuentran interestratificadas con facies de margas masivas (Facies Mn) y margas bioturbadas (Facies D5) (Fig. 5-26f).

Hacia el este, en la zona media del valle del Ara, las facies de inestabilidades pierden potencia, de forma progresiva, hasta desaparecer por completo en la vertical de Albella, donde el tramo areniscoso evoluciona a facies margosas masivas de varios metros de potencia con ciclos de niveles de areniscas muy finas masivas de escasos centímetros de espesor y ambos contactos netos de aspecto masivo. Ya en el área de Fiscal, este tramo basal está totalmente representado por margas masivas (Facies Mn).

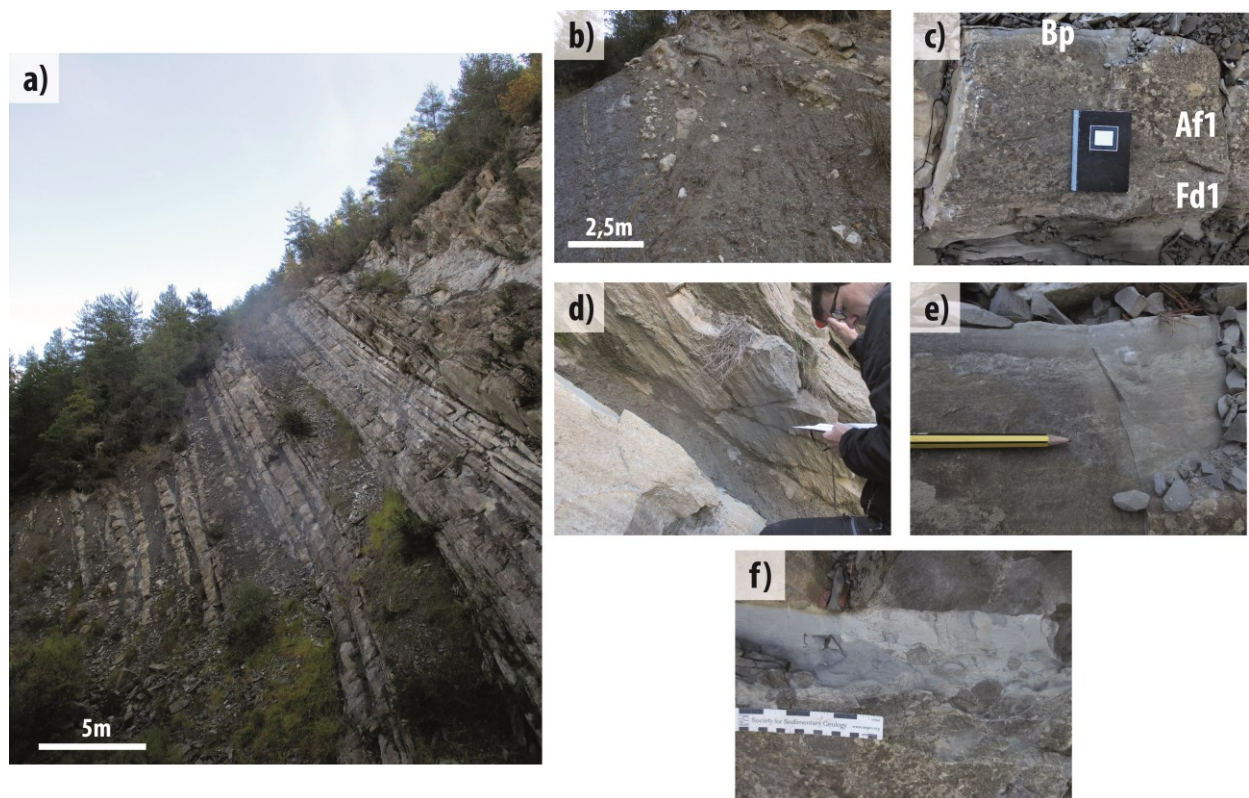


Fig. 5-26. (a) Ejemplo de las facies presentes en el tramo basal del sistema de San felices inferior. (b) Facies de inestabilidades sedimentarias (Facies Ag1). (c) Facies con laminación paralela (facies Fd1). (d) Areniscas masivas (facies Af1) con flutes en la base. (e) Facies con estructuras de deformación por carga (Facies Bp) y (e) facies de margas bioturbadas (Facies D5).

En el tramo medio se aprecia un cambio en el aspecto de la facies areniscosas aunque se mantiene la recurrencia de facies producto de inestabilidades sedimentarias con componentes intraformacionales en la matriz margosa (Facies G1) (Fig. 5-27a), así como también otras inestabilidades clasto soportadas producto de flujos hiperconcentrados (Facies Hp) (Fig. 5-27 b y c). Las facies areniscosas muestran un cambio respecto a las infrayacentes. En general, este cambio se caracteriza por un menor grado de selección generalizado y por la aparición de facies producto de flujos combinados, areniscas de gran medio a fino con laminación paralela (facies Fd1) (Fig. 5-27d) y facies masivas mal seleccionadas (Facies

Fd2) (Fig. 5-27e). En cuanto a las facies de flujo combinado se han podido observar areniscas de grano fino con estratificación cruzada *hummocky* (Facies Fd3), areniscas de grano fino y muy fino con *ripples* de flujo combinado (Fd4) (Fig.5-27f) y de manera más puntual, facies de alternancias milimétricas de limo/arcilla (Fd6). De forma esporádica, también se han observado niveles de pocos centímetros de margas con abundantes nódulos de glauconita que se desarrollan a favor de un nivel de *hardground* transgresivo (facies glc)(Fig. 5-27g). Por último, también se observan facies de arenisca fina con estratificación cruzada que forman *foresets* de bajo ángulo tangenciales hacia el *bottomset*. En su conjunto forman estratos sigmoidales asociados a barras de desembocadura distal que solo pueden observarse en el flanco este de anticlinal de San Felices (facies Fd4) (Fig. 5-27 h y i).

Por último el tramo superior presenta un nuevo cambio en el registro con un claro dominio de las facies de areniscas de grano muy fino a limos, de potencia variable comprendida entre la decena de centímetros a los pocos metros de potencia. Ambos contactos suelen ser transicionales hacia margas masivas (Facies Mn) y margas bioturbadas (Facies D5). Esta facies es equivalente a la facies Pa1 descrita anteriormente en el sector de Jaca (Fig. 5-28). También, de manera muy puntual se aprecian niveles de hasta 3 metros de potencia producto de flujos hiperconcentrados, los cuales en la base presentan bloques de facies Pa1 con deformación plástica (Fig. 5-28). Lateralmente hacia el oeste, los depósitos de flujos hiperconcentrado no tienen mucha profusión más allá del anticlinal de San Felices mientras que las facies Pa1 pierden potencia de manera progresiva en favor de las facies Mn.



Fig. 5-27. Ejemplo de las facies observadas en el sistema de San Felices Inferior: Facies producto de inestabilidades sedimentarias matriz soportadas (a) y hiperconcentrados (b y c), (d) areniscas con laminación paralela (Fd1), (e) areniscas masivas (Fd2), (f) facies con ripples de flujo combinado (Fd4), (g) areniscas con nódulos de glauconita (Facies glc) y (g y h) areniscas con estratificación cruzada (D4).

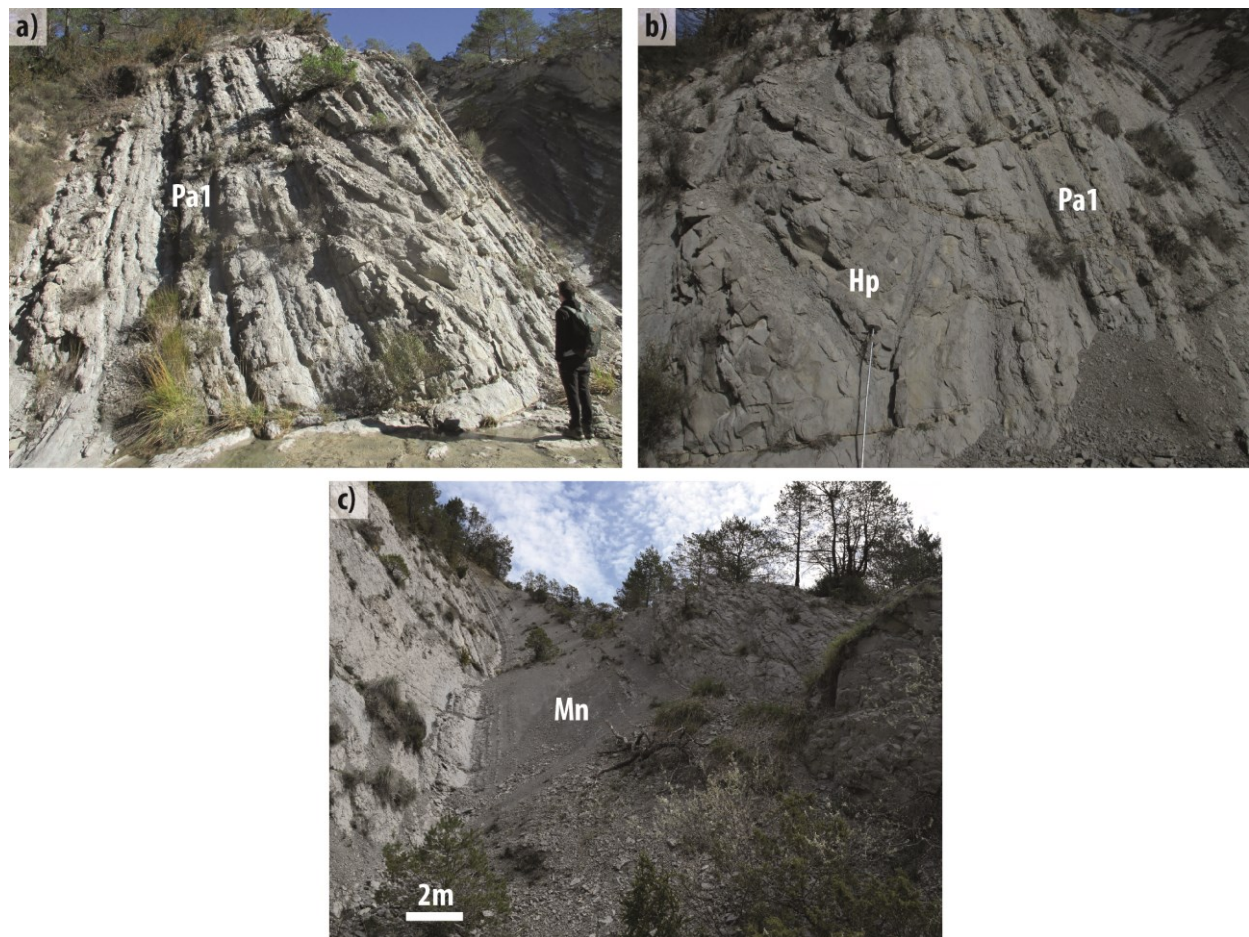


Fig. 5-28 Ejemplo de las facies presentes en el tramo superior del sistema de San Felices superior: (a) facies masivas bioturbadas (Facies Pa1) con niveles deslizados en su parte superior, (b) facies producto de flujos hiperconcentrados y facies de plataforma externa y (c) facies de margas masivas (Facies Mn).

5.2.3.-Margas de Larrés

Por encima del tramo superior del sistema de San Felices inferior se desarrolla un tramo de margas masivas (Facies Mn). De manera puntual, en la sección 2-San Felices pueden apreciarse de manera puntual ciclos de alternancias de niveles centimétricos de areniscas de grano muy fino (Facies Af1) y margas masivas (Facies Mn). Estos ciclos pueden alcanzar la decena de metros de potencia y podrían corresponder a lóbulos hiperpícnicos distales o a pequeños sistemas turbidíticos de tipo III en el sentido de Mutti (1985).

Otra facies que puede observarse en este tramo son las areniscas de grano muy fino y limos, de decenas de centímetros de potencia, con grado variable de bioturbación y con ambos contactos netos o transicionales a margas masivas. Nuevamente esta facies correspondería a facies de Pa1 correspondientes a ambientes de plataforma externa. Hacia el oeste, todas estas facies pierden entidad dejando paso prácticamente en su totalidad a margas masivas (facies Mn).

5.2.4.- Sistema de San Felices superior

El sistema de San Felices superior representa nuevamente una progradación deltaica. En el extremo este, está constituido en su mayor parte por facies de desembocadura y, de manera más puntual, por facies de lóbulo de frente deltaico y de plataforma externa.

Las facies de desembocadura observadas corresponden a areniscas de grano medio a grueso, con laminación cruzada en surco, cuya potencia puede alcanzar los 4 metros, con restos vegetales así como cantos blandos y fragmentos bioclásticos normalmente en su parte basal. El contacto basal suele ser erosivo mientras que a techo es neto, pudiendo presentar un grado variable de bioturbación. Esta facies es equivalente a las facies D3 expuestas en el apartado 5.1.4. Por otro lado, se observan facies areniscosas de grano fino y muy fino con estratificación cruzada de bajo ángulo cuya potencia varía desde la decena de centímetros hasta escasos metros. Ambos contactos son netos y es equivalente a la facies D4 expuestas anteriormente.

En las facies de lóbulo de frente deltaico se observan niveles de arenisca de grano medio masivos y potencias decimétricas, con contactos netos, ocasionalmente erosivos, en la base. Pueden presentar restos vegetales, escasa bioturbación a techo y de manera muy esporádica pequeños niveles intercalados de areniscas de grano muy grueso y gravas intercaladas en su interior con estructuras tipo *flame*. Esta facies equivale a las facies Fd2. También se observan en menor grado areniscas de grano fino con laminación paralela y presencia de restos vegetales cuya potencia alcanza los 50 cm y areniscas de grano muy fino y pocos centímetros de potencia con *ripples* de flujo combinado. Estas facies se corresponden con las Fd1 y Fd4 respectivamente.

Por último, las facies de plataforma consisten en niveles de arenisca muy fina a limo normalmente bioturbadas cuya potencia puede alcanzar los 8 metros. Ambos contactos pueden ser netos transicionales desde y hacia margas masivas y bioturbadas (Facies Mn y D5 respectivamente). Estas facies equivalen a las facies Pa1 descritas anteriormente.

En lateral hacia el oeste este sistema muestra dos tramos claramente diferenciados por sus facies. El tramo medio y basal, dominado por una sucesión de margas masivas de decenas de metros de potencia, con niveles esporádicos de areniscas masivas de grano fino, de potencia decimétrica y ambos contactos netos y ocasionalmente estructuras de escape de agua equivalentes a las facies Fd2 y también niveles de areniscas muy finas y limos bioturbados con contactos netos o transicionales a margas equivalentes a las facies Pa1. Por otro lado, el tramo superior se caracteriza por la irrupción de niveles de packstones formados en mayor parte por nummulites en sus formas A y B y en menor grado discocyclinas y bivalvos. Estos niveles pueden estar cementados, formando niveles de hasta 50 centímetros con contactos netos, o no estarlo y presentar matriz margosa formando niveles de varios metros de potencia (Facies Nm)

(Fig.5-29). Esta facies se deposita en ambientes de baja energía y en condiciones de poco aporte de sedimento que permiten la proliferación de las distintas comunidades organismos.



Fig. 5-29. Ejemplo de las facies nummulíticas presentes en el extremo oeste del sistema de San Felices superior.

5.3.-Tracts de Facies

Un último paso en el estudio de facies para el sistema deltaico de Sabiñánigo es la elaboración de un *tract* de facies y, a la vez, un modelo deposicional. En el sentido de Mutti (1992), este tract refleja cómo las distintas facies de un mismo sistema sedimentario evolucionan de unas a otras a lo largo del perfil deposicional, registrando el comportamiento y evolución de un mismo evento sedimentario. Esta metodología proporciona, en último término, una capacidad predictiva que resulta muy útil en otros sistemas análogos en los que la información disponible sea más limitada.

El *tract* de facies se basa en la deducción/interpretación de los procesos sedimentarios descritos en anteriores secciones, y que dan lugar a las distintas litofacies, y del apilamiento de un grupo de capas genéticamente relacionadas, o asociaciones de facies simples, cumpliendo la ley de Walter. De este modo, un *tract* elemental de facies debe contemplarse como una herramienta predictiva de las distintas facies que puede sedimentar un mismo evento, contemplando todo el rango granulométrico y que resulta aplicable a escala de *systems tracts* y secuencias deposicionales.

Para dar validez a un *tract* de facies, es preciso establecer una correlación, al máximo detalle posible, a partir de grupos de capas limitados a base y techo por discontinuidades estratigráficas, más o menos cartografiables a lo largo del área de estudio y que define a estos como grupos de capas con equivalencia temporal. En el caso del sistema deltaico de Sabiñánigo este *tract* de facies se ha elaborado a partir de correlaciones detalladas en dos sectores distintos (ver capítulo 6).

Para el estudio del sistema deltaico de Sabiñánigo se han elaborados dos *tracts* de facies distintitos a partir de las diferentes facies expuestas a lo largo de este capítulo y que se muestran de manera sintética en la Tabla 1. El primer *tract* resultante (Fig.5-30) sintetiza de manera gráfica la génesis de las facies que

conforman todo el sistema deltaico desde las áreas de transferencia y desembocadura, caracterizadas por facies dominadas por procesos de carga de fondo y tractivos. En el caso que nos ocupa, estas facies más proximales se centran en su mayor parte en los dos sinclinales próximos a las dos áreas de entrada de sedimento del sistema deltaico de Sabiñánigo: el sinclinal de Santa Orosia y el de Jánovas (ver anexo cartografía). Por otro lado, las partes medias y distales del sistema se caracterizan por procesos tractivos y de decantación, con depósitos asociados a la carga sedimentaria con transporte dominado por turbulencia. Esta parte del *tract* se interpreta como resultado de la sedimentación principalmente a partir de flujos hiperpícnicos desarrollados durante avenidas fluvio-deltaicas.

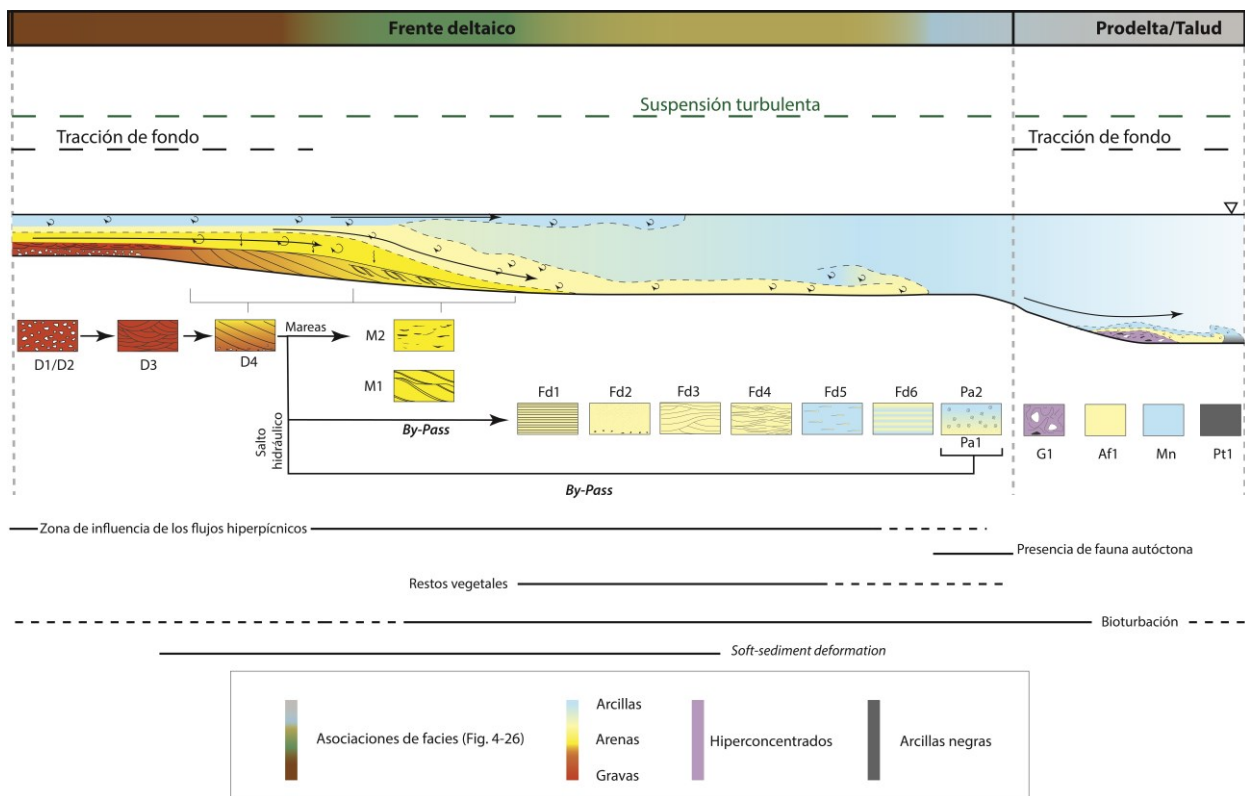


Fig. 5-30. *Tract* de facies producto de flujos hiperpícnicos a partir de avenidas fluviales, extraído a partir del análisis de facies del sistema de la arenisca de Sabiñánigo en el sector de Jaca y los sistema de San Felices inferior y superior en el sector de Fiscal. Modificado de Tinterri (2007).

El segundo *tract* resultante (Fig. 5-31) es el que se desarrolla en el prodelta/talud a partir flujos de tipo *surge* desarrollados principalmente en el sector de Jánovas (al este de la zona de estudio), y asociados a inestabilidades en el margen de la plataforma existente en el área bajo la influencia del anticlinal de Boltaña y, también, en tránsito entre el canal del Rapiután y la arenisca de Sabiñánigo en el sector de Jaca.

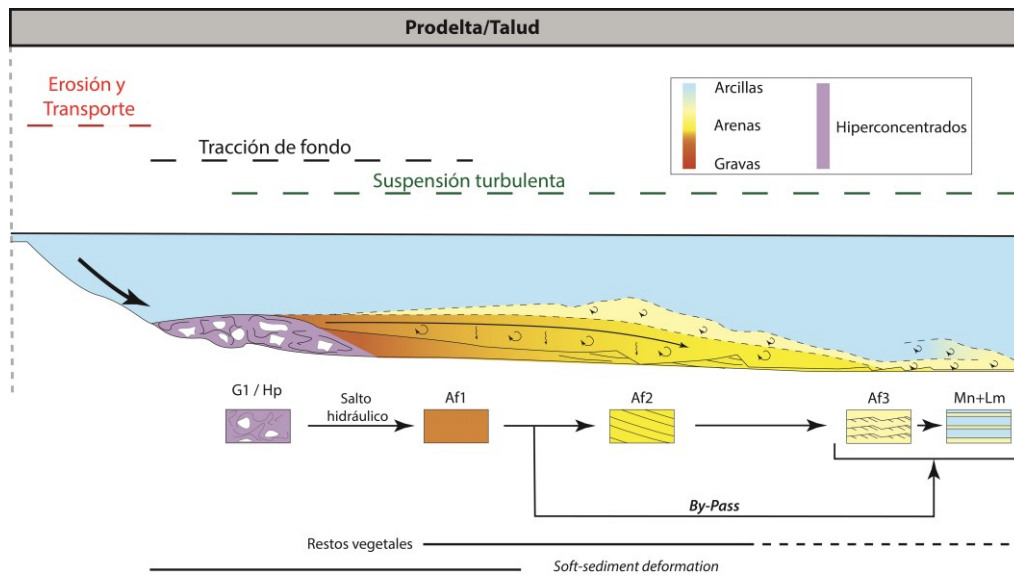


Fig. 5-31. *Trac* de facies de margen de plataforma extraído a partir de las facies presentes en las margas de Larrés inferiores del sector de Jaca y la parte basal del sistema de San Felices inferior en el sector de Fiscal. Modificado de Mutti et al. (1994).

Capítulo 6

6.-Estratigrafía y análisis de secuencias del sistema deltaico de Sabiñánigo

Como se ha comentado en capítulos anteriores, la subdivisión estratigráfica se ha elaborado a partir de correlaciones detalladas en dos sectores distintos de la cuenca, especialmente en lo referente a las unidades deltaicas (Fig. 6.1): 1) Sector Fiscal, que cubre la correlación a lo largo del Valle del río Ara; 2) Sector Jaca, en el valle de Jaca, que es el más extenso, cubriendo el sinclinal de Santa Orosia y su evolución hacia el flanco sur del anticlinal de Basa hasta el área de Berdún.

Con la intención final de establecer equivalencias entre los sistemas deltaicos de ambos sectores se ha establecido una primera equivalencia en base al estudio de facies elaborado en el capítulo anterior. En base las facies que conforman los sistemas de San Felices inferior y superior, se descarta en un primer momento el primero como equivalente del sistema de Sabiñánigo ya que su arquitectura obedece a un sistema desarrollado en un margen de plataforma asociado al extremo este de sector de Fiscal con paleocorrientes hacia el sur, en el flanco oeste del anticlinal de Boltaña. Esta configuración es similar a la que presentan los sistemas de Rapitán, Margas de Larrés superior y facies de Gracionepel, todos ellos asociados al margen de plataforma al norte de la cuenca de Jaca. El hecho de asumir el sistema de San Felices inferior como equivalente de la arenisca de Sabiñánigo, ofrece un problema paleogeográfico en el cual habría que asumir un surco que solo estaría presente en el área de fiscal mientras que en las zonas más distales de la cuenca presentes en el área de Jaca se desarrolla una plataforma relativamente extensa y somera

El Sistema de Sabiñánigo en cambio se desarrolla sobre una plataforma extensa que abarca prácticamente todo el sector de Jaca y que permite generar clinofomas extensas y que carecen de grandes inestabilidades en sus taludes. En el sector Fiscal esta misma configuración no se observa hasta el sistema de San Felices superior ya con paleocorrientes hacia el oeste y en el cual se interpretan el mismo número de ciclos que presenta la arenisca de Sabiñánigo

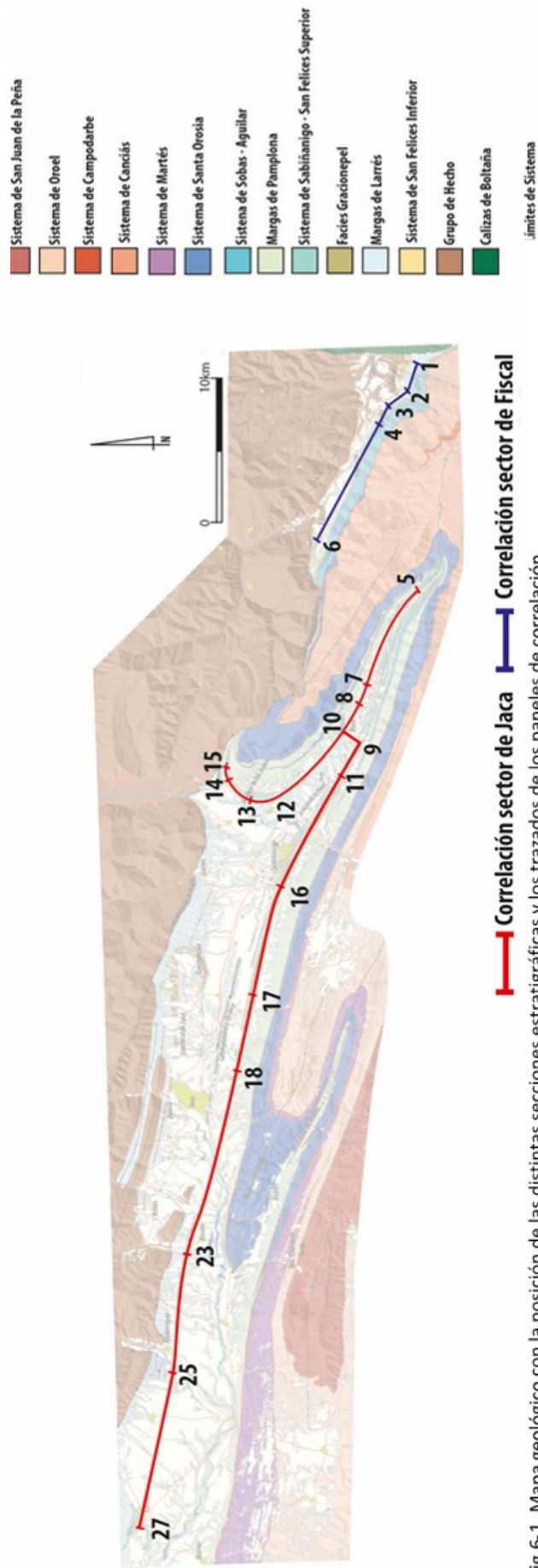


Fig 6-1. Mapa geológico con la posición de las distintas secciones estratigráficas y los trazados de los paneles de correlación

6.1.- Introducción

Las unidades jerárquicas que conforman un sistema deposicional (o *building blocks*) son producto de las relaciones genéticas entre las distintas facies que lo conforman (o asociaciones de facies). El estudio del apilamiento de depósitos de distintos sistemas deposicionales puede encararse en base a conceptos de estratigrafía secuencial de alta resolución, para definir las unidades como secuencias deposicionales de alta frecuencia (en el sentido de Mutti et al., 1994) o bien parasecuencias (Fig.6-2) (en el sentido de Van Wagoner et al., 1990).sin embargo la aplicación de los conceptos de estratigrafía secuencial de alta frecuencia para el sistema de Sabiñánigo ha ofrecido ciertos problemas debidos a efectos tectónicos que pueden ejercer cambios evolutivos de manera muy local alterando la evolución lógica de facies y por lo tanto su atribución en un determinado *system tract* o el hecho de que ciertos cambios pueden ofrecer confusión en el momento de ser atribuidos en periodos regresivos o transgresivos tal y como ya apunto Lafont (1994) como sucede con los sedimentos producto del retrabajamiento mareal, se ha obtadopor realizar el análisis de unidades que se ha efectuado a partir del análisis de parasecuencias.

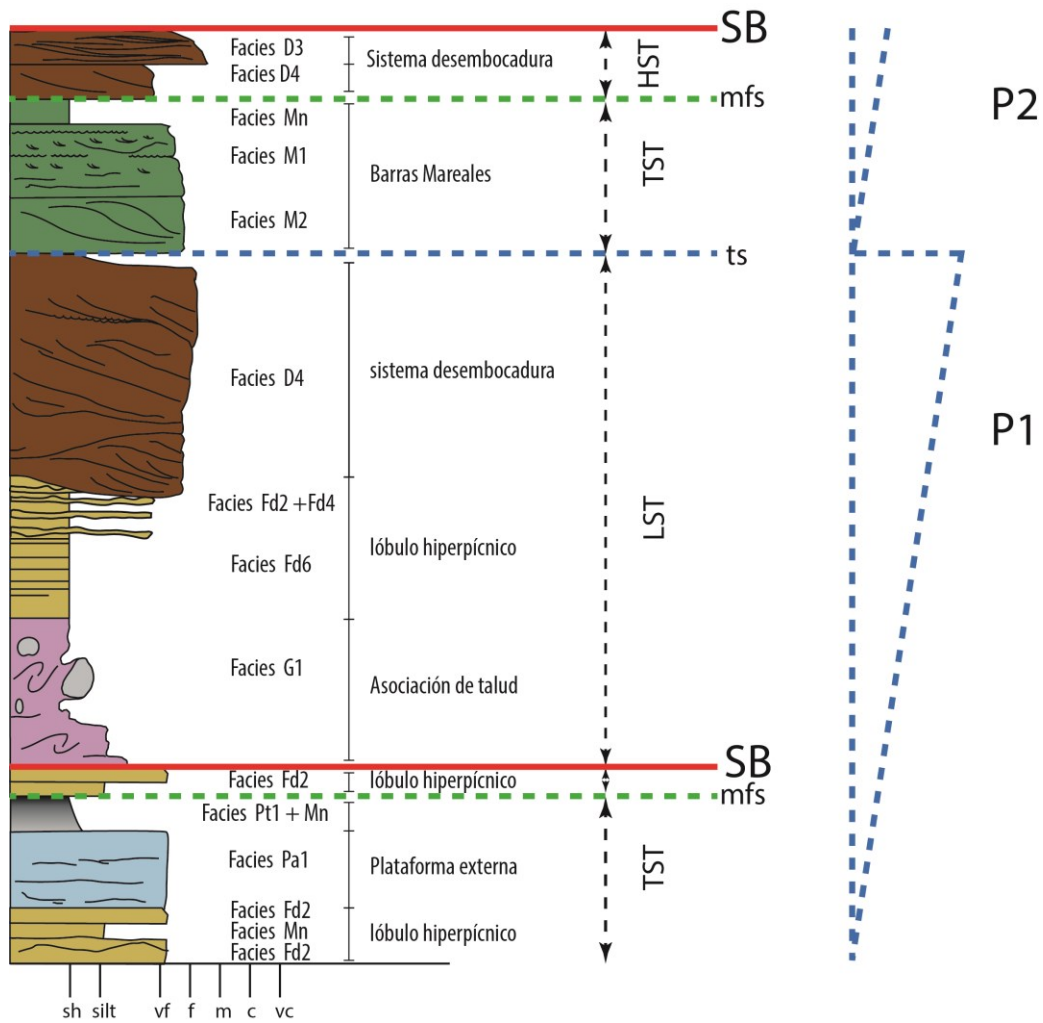


Fig. 6-2. Síntesis estratigráfica idealizada del sistema deltaico de Sabiñánigo con la relación entre secuencias y parasecuencias.

A continuación, se describen las unidades definidas en cada uno de los dominios, junto con sus rangos de potencias, geometría, asociaciones de facies que las conforman y como estas se apilan tanto vertical como lateralmente.

6.2.- Sector Jaca

El sector Jaca se establece para todas las unidades del sistema Deltaico de Sabiñánigo presentes en el sinclinal de Santa Orosia y en a lo largo del flanco sur (Fig. 6-3) del anticlinal de Basa (secciones 5, 7 a 18, y 23, 25 y 27). Estas secciones se pueden correlacionar entre sí ya que se ha podido establecer conexión física entre ellas a partir de la cartografía geológica presentada en el anexo 10.1. Existe, no obstante, una problemática con la definición de la base del sistema deltaico de Sabiñánigo, ya que ésta se encontraría presente en la sucesión de grano fino subyacente, y que litoestratigráficamente pertenecería a la unidad de las Margas de Larrés (Fig. 3-5). Además de esto, en flanco sur del cabalgamiento de Jaca y a ambos flancos del anticlinal de Basa resulta difícil establecer la base del sistema deltaico, ya que en la mayoría de las secciones el tránsito vertical desde los sistemas turbidíticos no es observable en continuidad estratigráfica. Por esta razón, las unidades descritas pertenecen a la parte del sistema deltaico a partir de la cual las facies pueden ser diferenciadas de las arcillas de “offshore” inferiores con suficiente claridad como para definir unidades correlacionables y cartografiables.

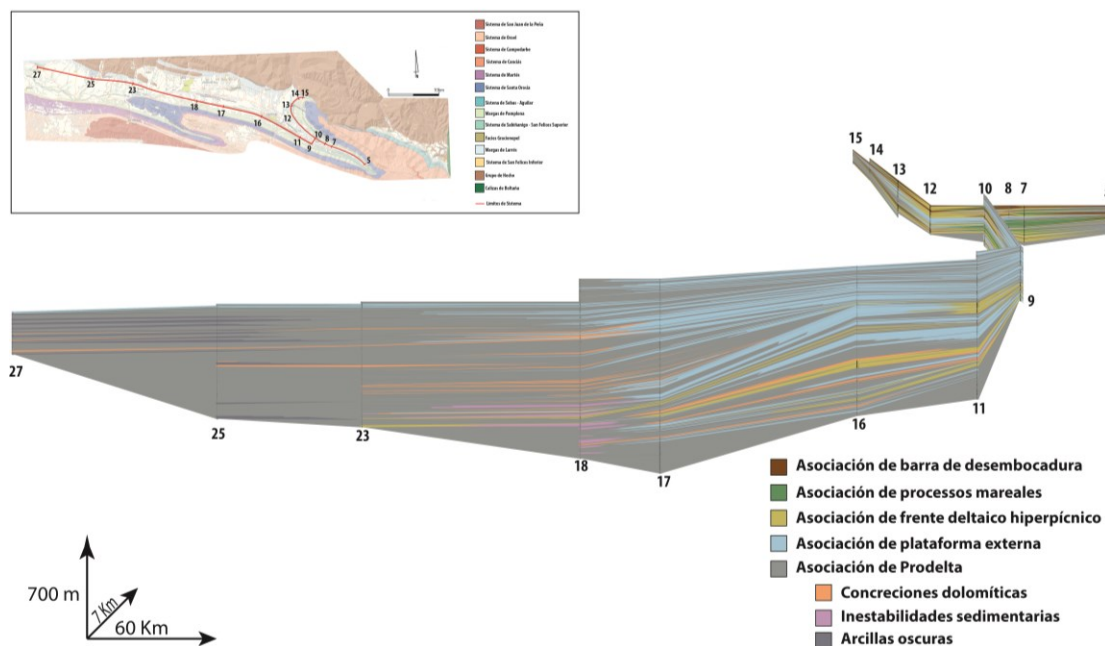


Fig.6-3. Panel de correlación de las diferentes unidades presentes en el sistema deltaico de Sabiñánigo en el sector de Jaca. Cada panel puede consultarse en detalle en el anexo.

6.2.1.- Unidad J1

La unidad J1 es la primera unidad deposicional deltaica diferenciable en el sector Jaca y se desarrolla en continuidad transicional desde el sistema turbidítico de Rapián, que es el primer sistema sedimentario con procedencia norte de la Cuenca de Jaca, tal y como indican las paleocorrientes (Remacha y Picart, 1991) y los estudios de petrología sedimentaria (Roigé et al. 2016). La unidad J1 está presente en todas las secciones del sinclinal de Santa Orosia y se propaga hacia el oeste hasta la sección 23-Ascara, sin llegar a tener atributos observables y/o diferenciables en las secciones más distales del sistema, ya que en estas secciones la unidad se encontraría por debajo del bloque superior del cabalgamiento de Jaca.

El valor de potencia máximo observable es de 176 m en la sección 11-Osan y el mínimo es de 14 m en la sección 9-Yebra sur. En el extremo norte del sinclinal de Santa Orosia (Fig. 6-4), a pesar de estar en gran parte en tramo cubierto, se aprecian sistemas de barra de desembocadura, que evolucionan en lateral hacia el eje del sinclinal a asociaciones de plataforma abierta (sección 13-Las Gargantas). Éstas, por su parte, se asocian en lateral y a lo largo del flanco sur del sinclinal con facies producto de deslizamientos y se intercalan con lóbulos hiperpícnicos, producto de la compensación lateral durante la sedimentación, o bien de la intercalación entre avenidas fluviales intermitentes con momentos de relativa calma sedimentaria, asociados con la proliferación de comunidades bióticas autóctonas y producción de carbonato en la plataforma distal. En vertical la unidad mantiene una tendencia progradacional con un aumento en el volumen de asociaciones de lóbulos hiperpícnicos hacia techo, así como con la aparición de sistemas de desembocadura y puntualmente pequeñas áreas de bahía interdistributaria en las secciones más proximales (sección 7-Espín).

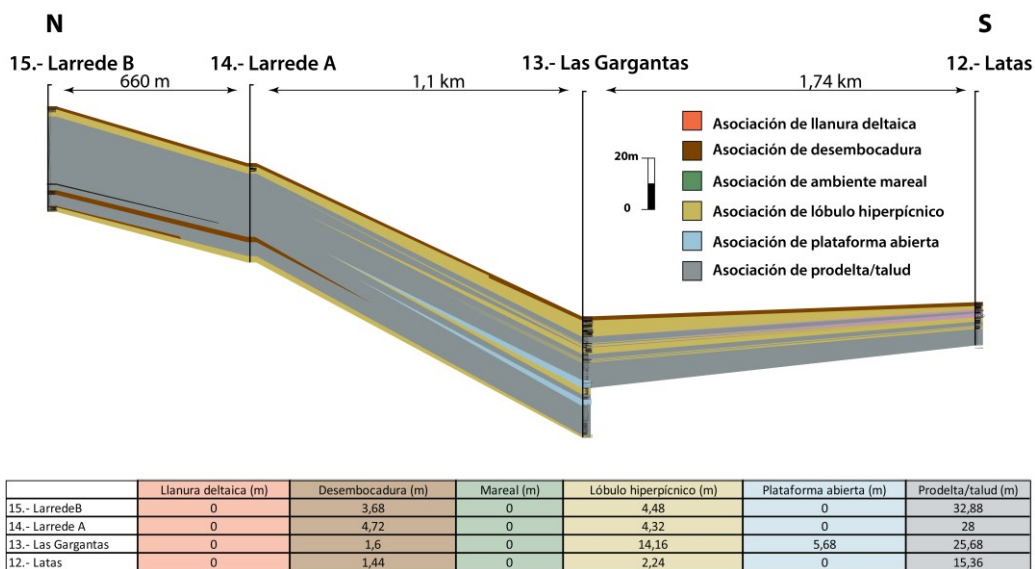


Fig. 6-4. Correlación de la unidad J1 en el flanco Norte del sinclinal de Santa Orosia, con la tabla de potencias de cada asociación de facies por cada una de las secciones. Para a localización de las secciones ver la Fig. 6-1.

Los sistemas de desembocadura con modificaciones producto de la acción de las mareas en la unidad J1 son evidentes en la correlación del sur del sinclinal de Santa Orosia (Fig. 6-5). Se pueden apreciar claros cambios laterales de facies (hacia este y oeste) y apilamiento compensacional de lóbulos de frente deltaico con desestabilizaciones en la parte más inferior de la unidad, asociadas a la zona de frente deltaico (Fig. 6-5). El evidente cambio lateral a facies más distales y a granulometrías más finas desde el centro de la correlación hacia este y oeste, es una evidencia que sugiere la existencia de un punto de entrada de sedimento y un sistema deltaico alimentador en la zona norte del anticlinal de Basa.

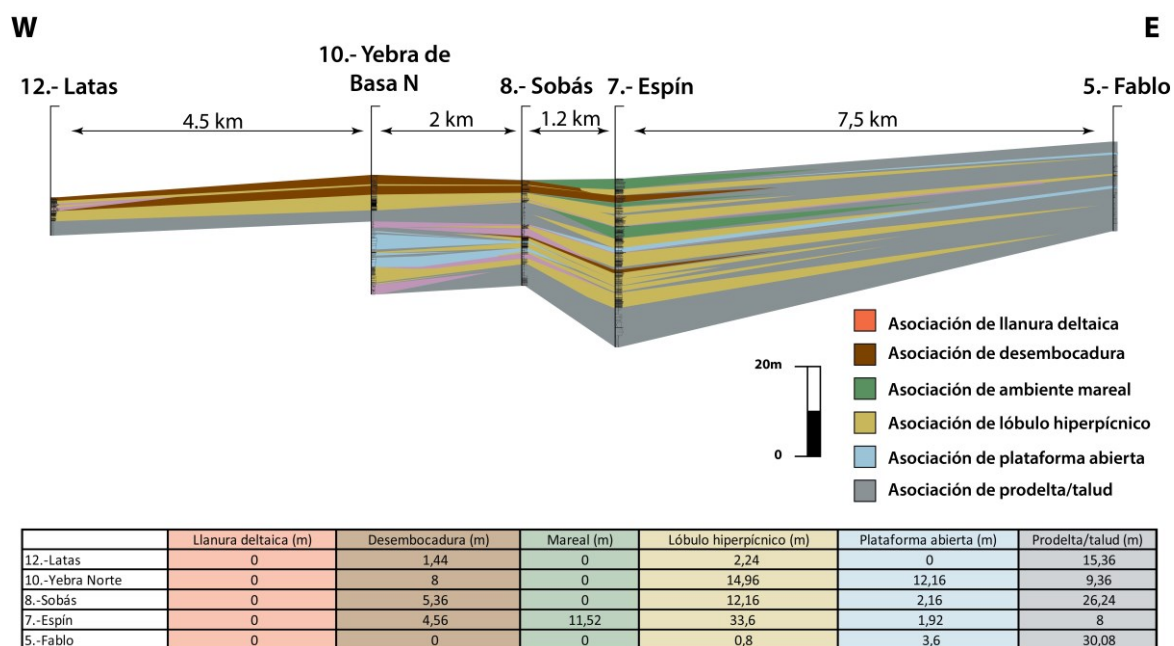


Fig. 6-5. Correlación de la unidad J1 en el flanco sur del sinclinal de Santa Orosia, con la tabla de potencias de cada asociación de facies por cada sección.

En el flanco sur de del anticlinal de Basa (Fig. 6-6), la unidad J1 se caracteriza casi en su totalidad por depósitos asociados a ambientes de prodelta/talud, con delgados, aunque extensos y persistentes depósitos de sistemas de plataforma abierta, asociados a momentos de relativa calma de aporte clástico, así como lóbulos hiperpícnicos distales, que marcan el punto de máxima progradación del sistema en la parte más alta de la unidad.

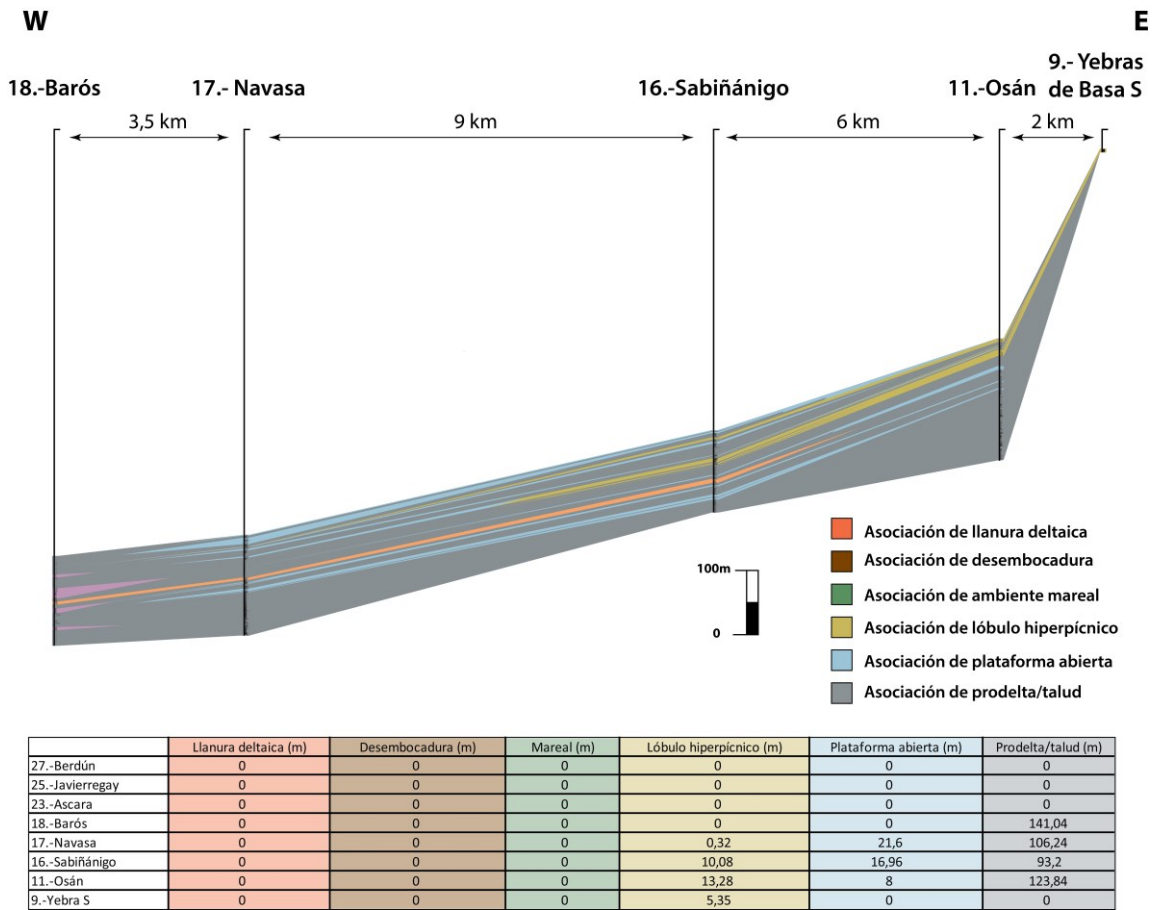


Fig. 6-6. Correlación de la unidad J1 en el flanco sur del anticlinal de Basa, con la tabla de potencias de cada asociación de facies por cada sección

6.2.2.- Unidad J2

La unidad J2 está presente en todas las secciones del sinclinal de Santa Orosia y se propaga hacia el oeste hasta la sección de 23-Ascara, donde al igual que sucede con la unidad J1 se pierde debajo del bloque superior del cabalgamiento de Jaca.

La potencia máxima de esta unidad se encuentra en la sección 16-Sabiñánigo con 134m y la mínima en la sección 10-Yebra de Basa N con 8 m. En la unidad J2 se observa un desplazamiento lateral hacia el sureste de las facies más proximales: mientras que en la unidad J1 éstas se encontraban en la zona centro-sur del sinclinal de Santa Orosia, en esta unidad se encuentran en las posiciones del eje del sinclinal (Fig. 6-7) llegando a presentar facies de canales distributarios de poca potencia a techo de las barras de desembocadura en la sección 13- Las Gargantas. Hacia el flanco sur del sinclinal de Santa Orosia (Fig. 6-8), esta unidad muestra una evolución lateral de los ambientes de desembocadura hacia ambientes de frente deltaico medio y distal, caracterizados por la alternancia entre asociaciones de lóbulos hiperpícnicos y plataforma abierta.

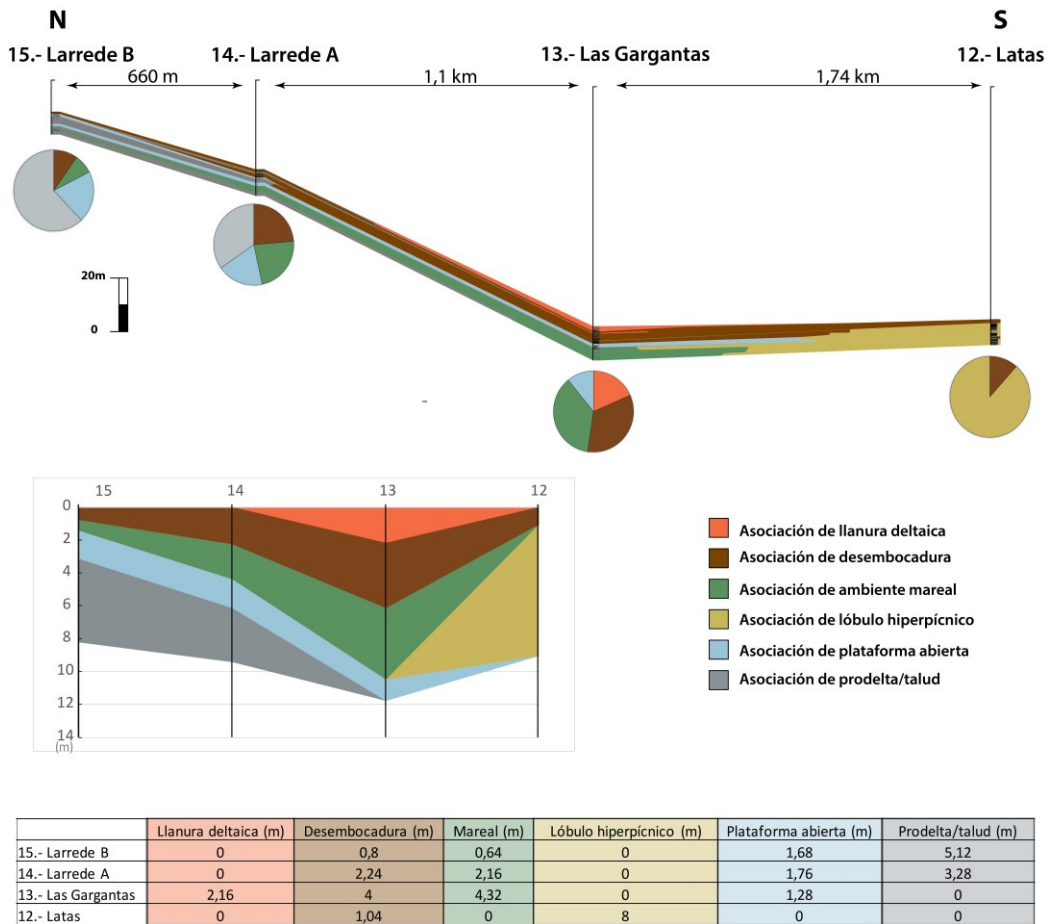


Fig. 6-7. Correlación de la unidad J2 en el flanco norte del sinclinal de Santa Orosia, con la representación de las proporciones de cada asociación de facies presentes por sección (gráficos circulares) y la representación acumulativa de cada asociación de facies por sección a lo largo de la unidad (gráfico y tabla inferior).

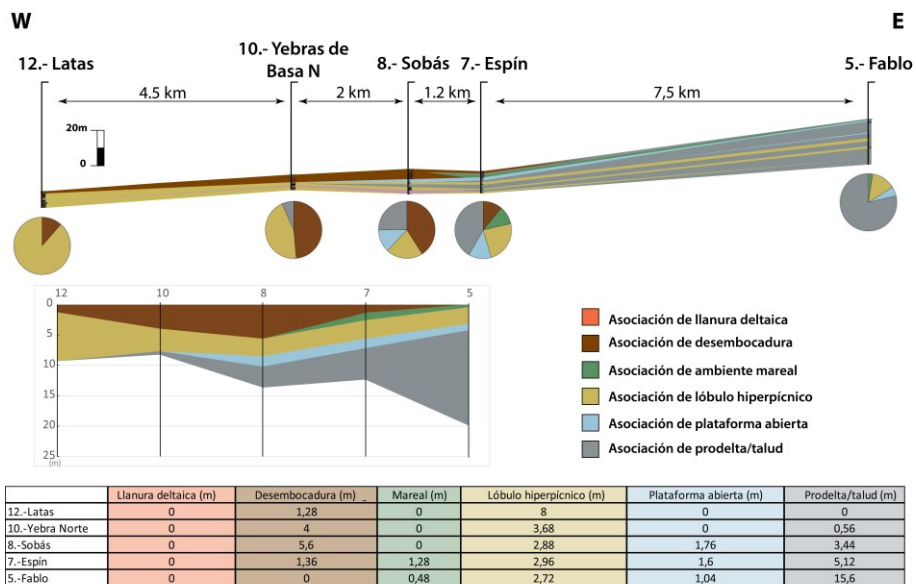


Fig. 6-8. Correlación de la unidad J2 en el flanco sur del sinclinal de Santa Orosia, con la representación de las proporciones de cada asociación de facies presentes por sección (gráficos circulares) y la representación acumulativa de cada asociación de facies por sección a lo largo de la unidad (gráfico y tabla inferior).

En el flanco sur del anticlinal de Basa (Fig. 6-9), su base presenta asociaciones de prodelta a plataforma abierta y termina a techo con facies de lóbulos hiperpícnicos, equivalentes frontales de los depósitos de desembocadura i mareales presentes a techo de la unidad en el sinclinal de Santa Orosia. Esta unidad muestra un patrón de apilamiento progradacional respecto a la unidad J1.

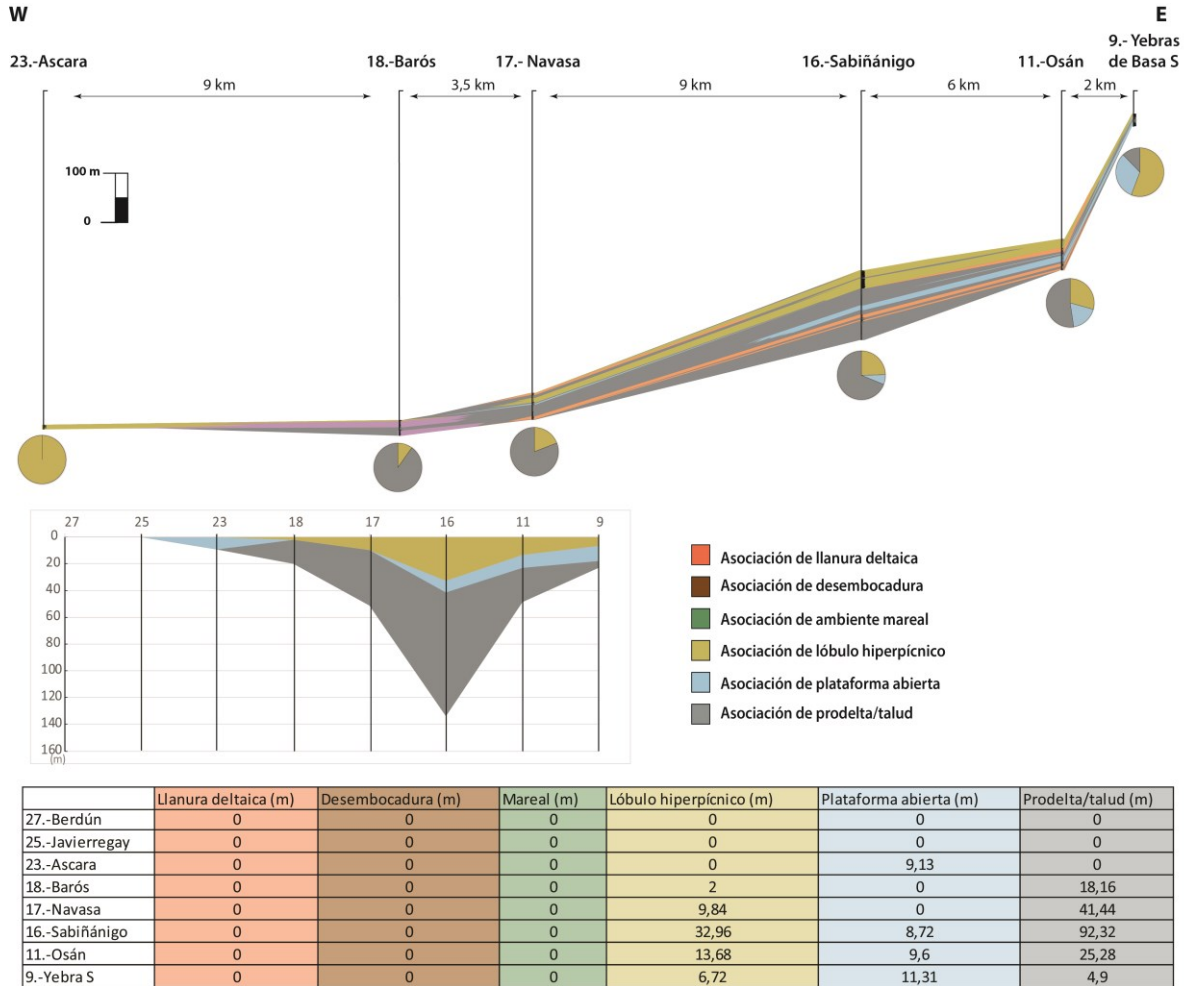


Fig. 6-9. Correlación de la unidad J2 en el flanco sur del anticlinal de Basa, con la representación de las proporciones de cada asociación de facies presentes por sección (gráficos circulares) y la representación acumulativa de cada asociación de facies por sección a lo largo de la unidad (gráfico y tabla inferior).

6.2.3.- Unidad J3

La unidad J3 está presente en sinclinal de Santa Orosia y se propaga hacia el oeste hasta la sección 26-Javierregay sin llegar a observarse en la sección 28-Berdún.

La potencia máxima de esta unidad se encuentra en la sección 16-Sabiñánigo con 207 m y la mínima en la sección 14-Larrede A con 3 m. En el límite norte del sinclinal de Santa Orosia esta se pierde por *onlap* sobre la unidad J2 entre las secciones 14-Larrede A y 15-Larrede B. A lo largo del flanco norte del sinclinal (Fig. 6-10) la unidad J3 presenta asociaciones de facies de prodelta que hacia el flanco sur (sección 12-Latas) evolucionan a asociaciones de plataforma abierta y lóbulo hiperpícnico. Hacia el este (Fig. 6-11)

estas últimas se relacionan claramente con una zona prácticamente dominada por asociaciones de desembocadura con retrabajamiento mareal, exceptuando de manera puntual la sección 5-Latas donde las asociaciones de desembocadura no llegan a presentar modificaciones mareales.

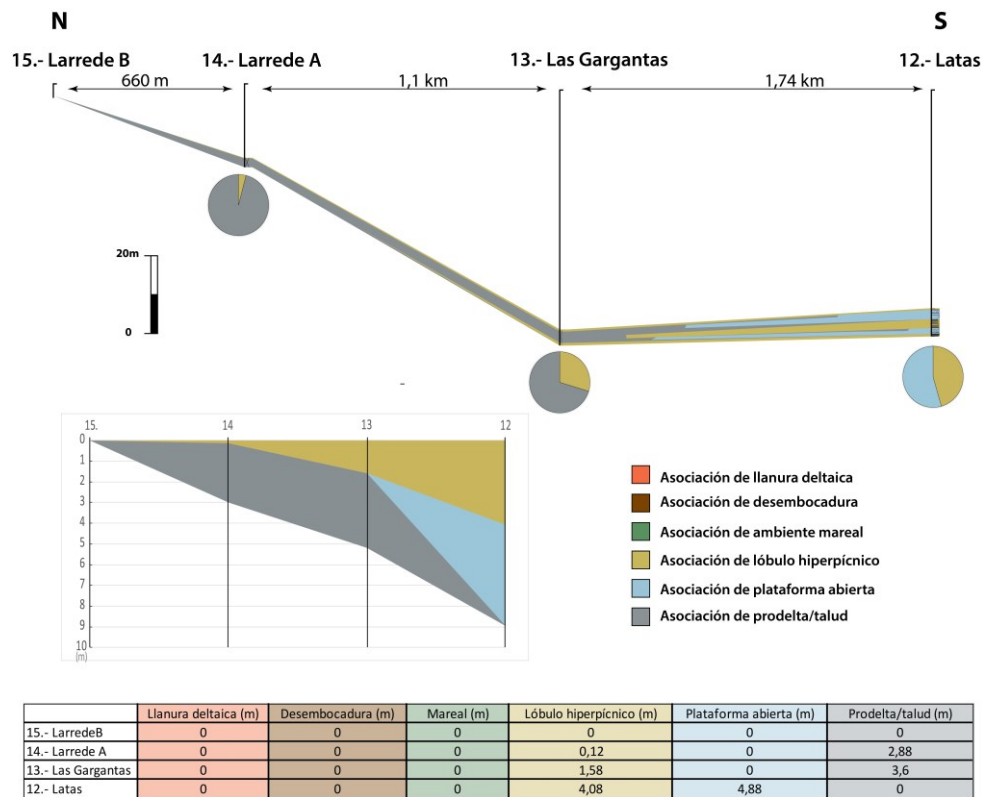


Fig. 6-10. Correlación de la unidad J3 en el flanco norte del sinclinal de Santa Orosia, con la representación de las proporciones de cada asociación de facies presentes por sección (gráficos circulares) y la representación acumulativa de cada asociación de facies por sección a lo largo de la unidad (gráfico y tabla inferior).

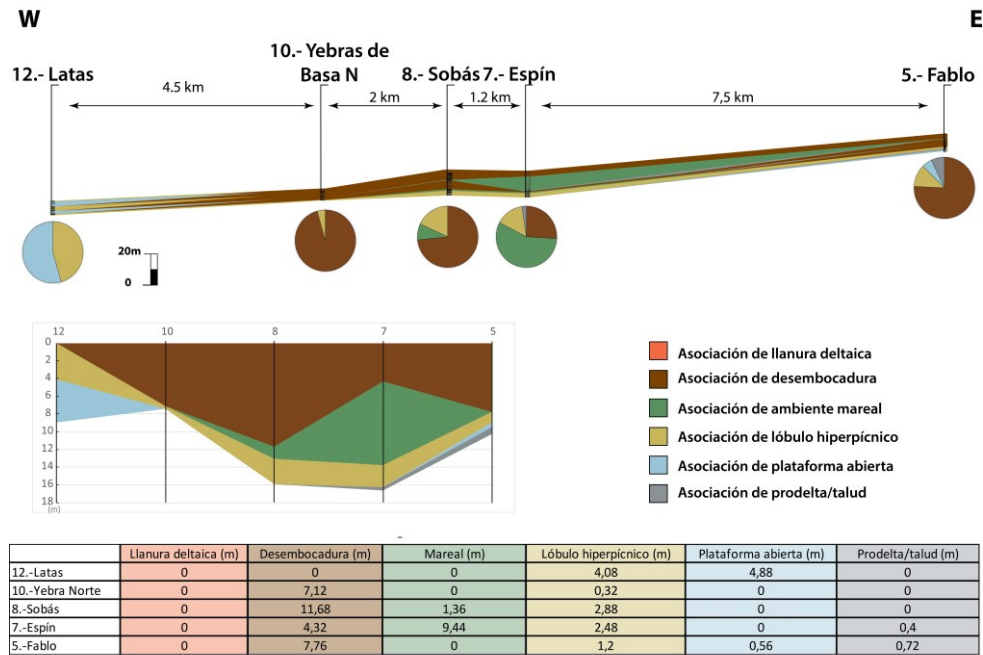


Fig. 6-11. Correlación de la unidad J3 en el flanco sur del sinclinal de Santa Orosia, con la representación de las proporciones de cada asociación de facies presentes por sección (gráficos circulares) y la representación acumulativa de cada asociación de facies por sección a lo largo de la unidad (gráfico y tabla inferior).

Hacia el sur del anticlinal de Basa (Fig. 6-12), la unidad J3 muestra un tránsito de ambientes de plataforma abierta a asociaciones de lóbulo hiperpícnico (sección 9-Yebra de Basa S), que hacia el oeste evolucionan a exclusivamente asociaciones de plataforma abierta. En el extremo oeste del sector Jaca, esta unidad presenta un fuerte adelgazamiento, sugiriendo una geometría de *bottomset*, y está representada por asociaciones de prodelta/talud. Esta unidad muestra un comportamiento/apilamiento transgresivo respecto a la unidad J2.

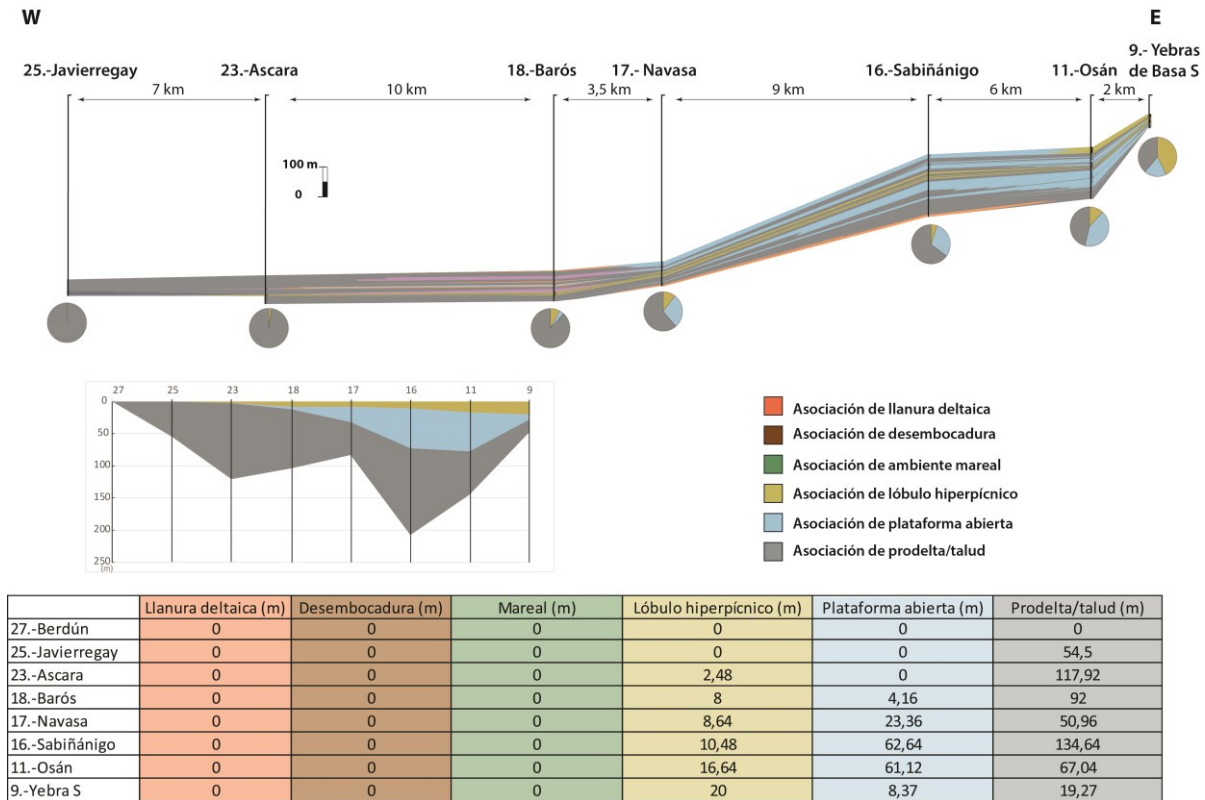


Fig. 6-12. Correlación de la unidad J3 en el flanco sur del anticlinal de Basa, con la representación de las proporciones de cada asociación de facies presentes por sección (gráficos circulares) y la representación acumulativa de cada asociación de facies por sección a lo largo de la unidad (gráfico y tabla inferior).

6.2.4.- Unidad J4

La unidad J4 está presente en el sinclinal de Santa Orosia exceptuando su extremo norte, donde se pierde por *onlap* sobre J2, al igual que sucede con J3 entre las secciones 14-Larrede A y 15-Larrede B. Hacia el oeste esta unidad se propaga en continuidad hasta la sección 26-Javierregay sin llegar a tener expresión física en las secciones más distales.

La potencia máxima de la unidad J4 es de 63 m en la sección 17-Navasa y la mínima de 8 m en las secciones 5-Fablo y 13-Las Gargantas. En el flanco norte del sinclinal de Santa Orosia (Fig. 6-13) está representada por un sistema de barras de desembocadura poca potencia pero de elevada continuidad a lo largo de todo el flanco (sección 14-Larrede A), que se expande hacia el eje del sinclinal pasando a asociaciones de lóbulo hiperpícnico, lo que podría indicar la existencia de un cierto *by-pass* de sedimento desde las zonas de desembocadura a las posiciones de frente deltaico medio/distal. Desde este punto y en lateral hacia el este (Fig. 6-14), las facies de frente deltaico se vuelven a relacionar con un sistema potente de barras de desembocadura con retrabajamiento mareal (sección 8-Sobás) que a su vez, pasa hacia el este a se intercalan con depósitos de desembocadura y lóbulos hiperpícnicos (secciones 7-Sobás y 5-Fablo).

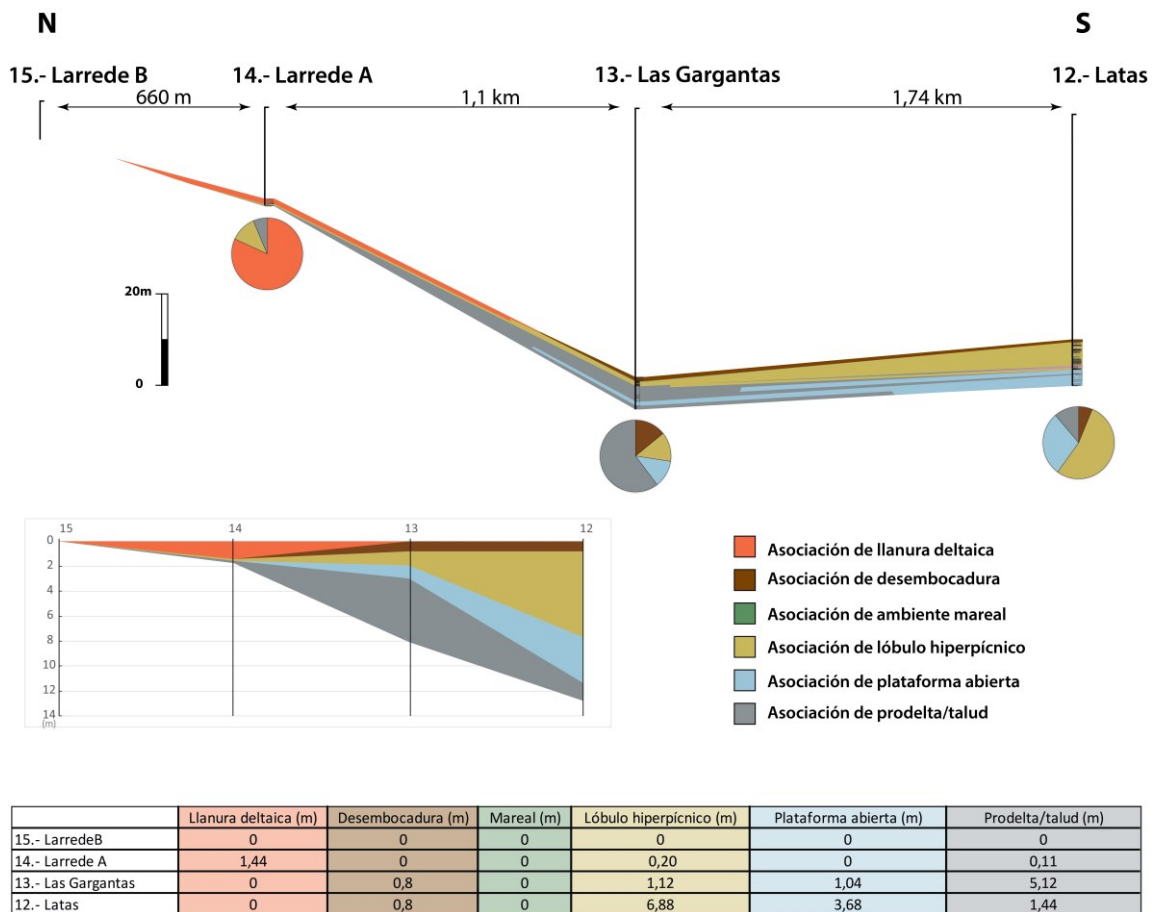


Fig. 6-13. Correlación de la unidad J4 en el flanco norte del sinclinal de Santa Orosia, con la representación de las proporciones de cada asociación de facies presentes por sección (gráficos circulares) y la representación acumulativa de cada asociación de facies por sección a lo largo de la unidad (gráfico y tabla inferior).

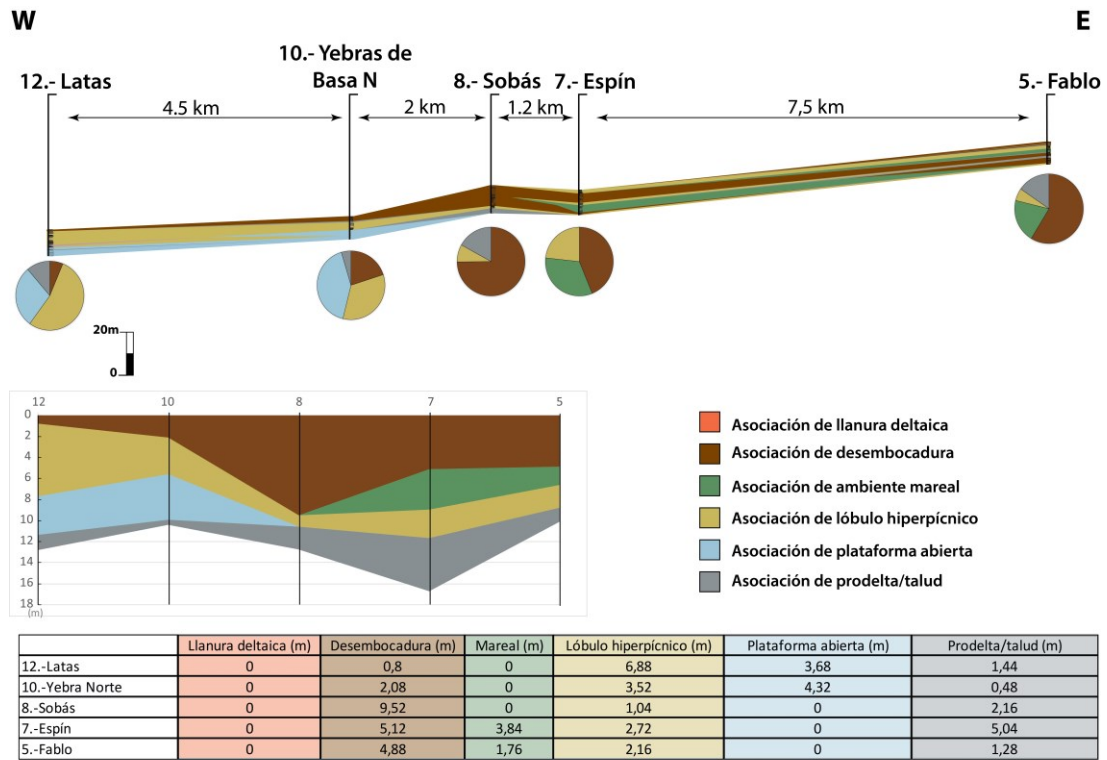


Fig. 6-14. Correlación de la unidad J4 en el flanco sur del sinclinal de Santa Orosia, con la representación de las proporciones de cada asociación de facies presentes por sección (gráficos circulares) y la representación acumulativa de cada asociación de facies por sección a lo largo de la unidad (gráfico y tabla inferior).

En el extremo este del flanco sur del anticlinal de Basa (Fig. 6-15) (secciones 9-Yebra de Basa S y 11-Osán), J4 se caracteriza por lóbulos hiperpícnicos distales que hacia el oeste evolucionan de forma progresiva a facies de plataforma abierta. Éstas desaparecen prácticamente en su totalidad hacia la sección 18 para dar paso finalmente a ambientes de prodelta/talud. Esta unidad internamente es progradacional, pero sigue mostrando una tendencia agradacional respecto a la unidad inferior (unidad J3).

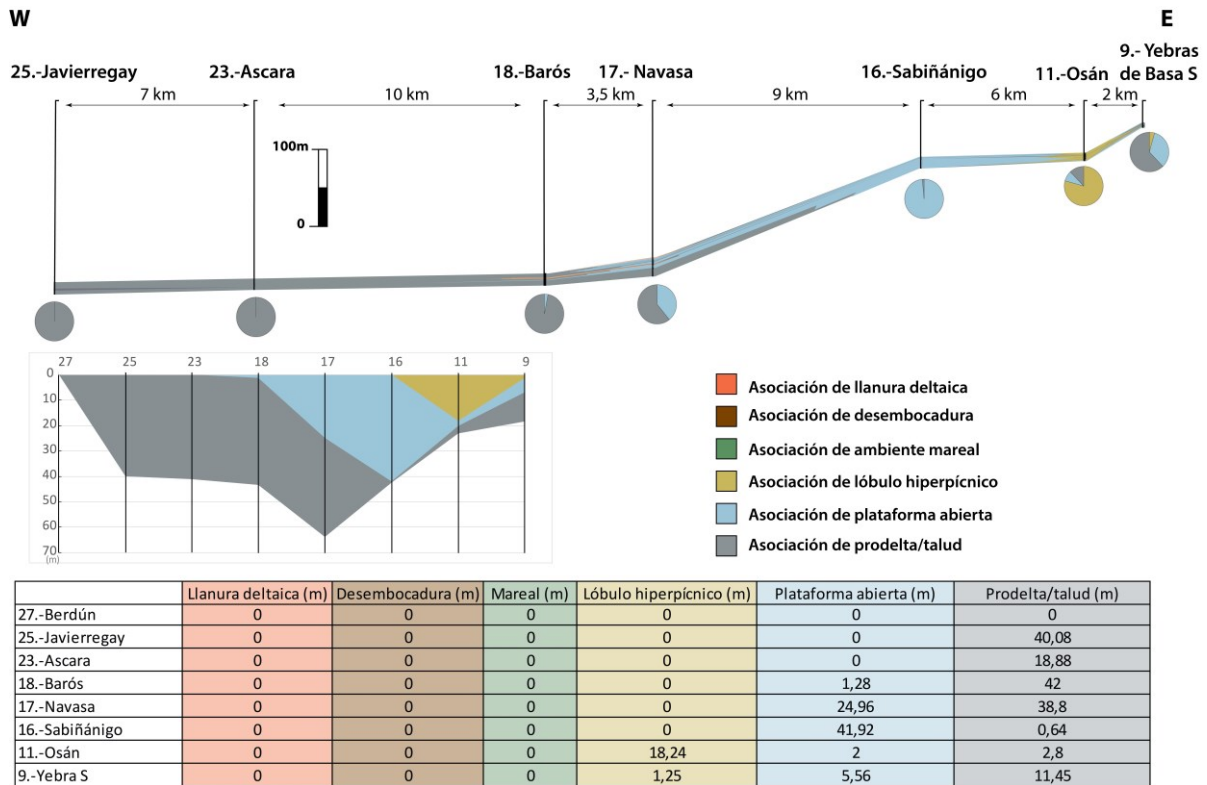


Fig. 6-15. Correlación de la unidad J4 en el flanco sur del anticlinal de Basa, con la representación de las proporciones de cada asociación de facies presentes por sección (gráficos circulares) y la representación acumulativa de cada asociación de facies por sección a lo largo de la unidad (gráfico y tabla inferior).

6.2.5.- Unidad J5

Esta unidad se encuentra presente en todas y cada una de las secciones del sistema deltaico de Sabiñánigo. Aunque muestra una particularidad importante respecto a las demás, como es el adelgazamiento que presenta en ambos extremos del sinclinal de Santa Orosia respecto a su eje.

La potencia máxima de la unidad J5 se encuentra en la sección 9-Yebra de Basa S con 10 m y la mínima en la sección 25-Javierregay con 275 m. En el flanco norte del sinclinal de Santa Orosia (Fig. 6-16) esta unidad se caracteriza por una sucesión de plataforma abierta concentrada en el eje del sinclinal (sección 13-Las Gargantas) y que hacia norte pierde entidad para dar paso a asociaciones de prodelta/talud, intercaladas con asociaciones delgadas de lóbulos hiperpícnicos. Hacia techo aparecen lóbulos hiperpícnicos que dan paso a plataformas abiertas, y que a su vez dan lugar a asociaciones de prodelta/talud. A lo largo del flanco sur del sinclinal (Fig. 6-17), la parte basal sigue estando caracterizada por asociaciones de facies de plataforma abierta, cada vez de menos entidad conforme se avanza hacia el este. A techo de la unidad, la aparición de lóbulos hiperpícnicos muestra su paso lateral a asociaciones de desembocadura, primero en las secciones 10-Yebra de Basa N y 8-Sobás, para luego migrar por compensación lateral hacia las secciones 7-Espín y 5-Fablo.

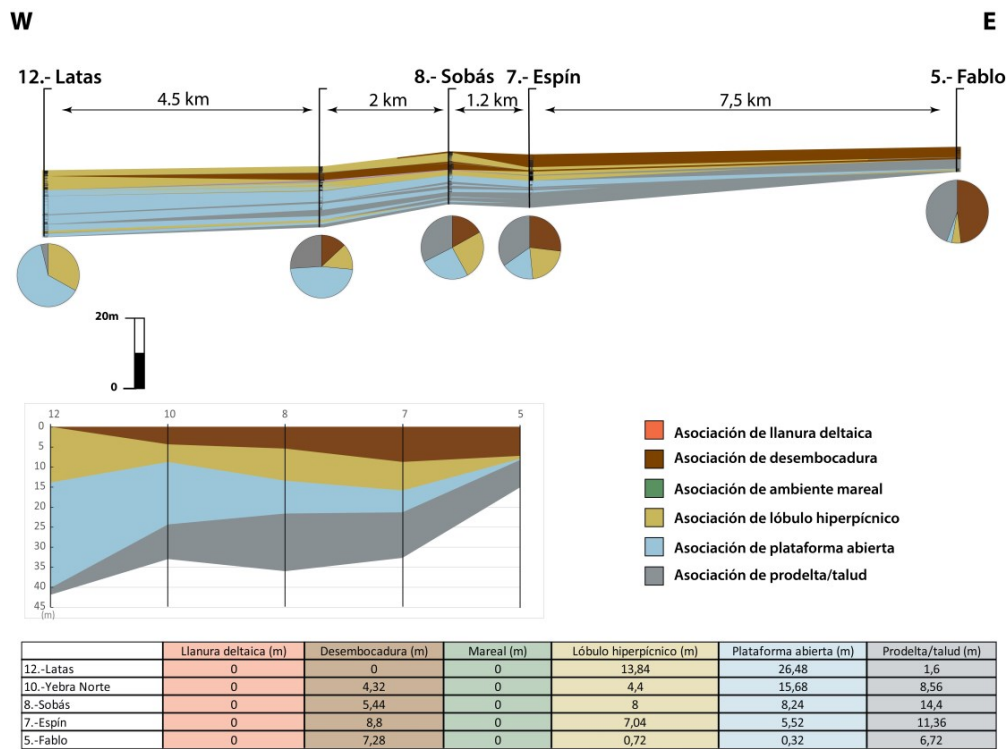


Fig. 6-16. Correlación de la unidad J5 en el flanco norte del sinclinal de Santa Orosía, con la representación de las proporciones de cada asociación de facies presentes por sección (gráficos circulares) y la representación acumulativa de cada asociación de facies por sección a lo largo de la unidad (gráfico y tabla inferior).

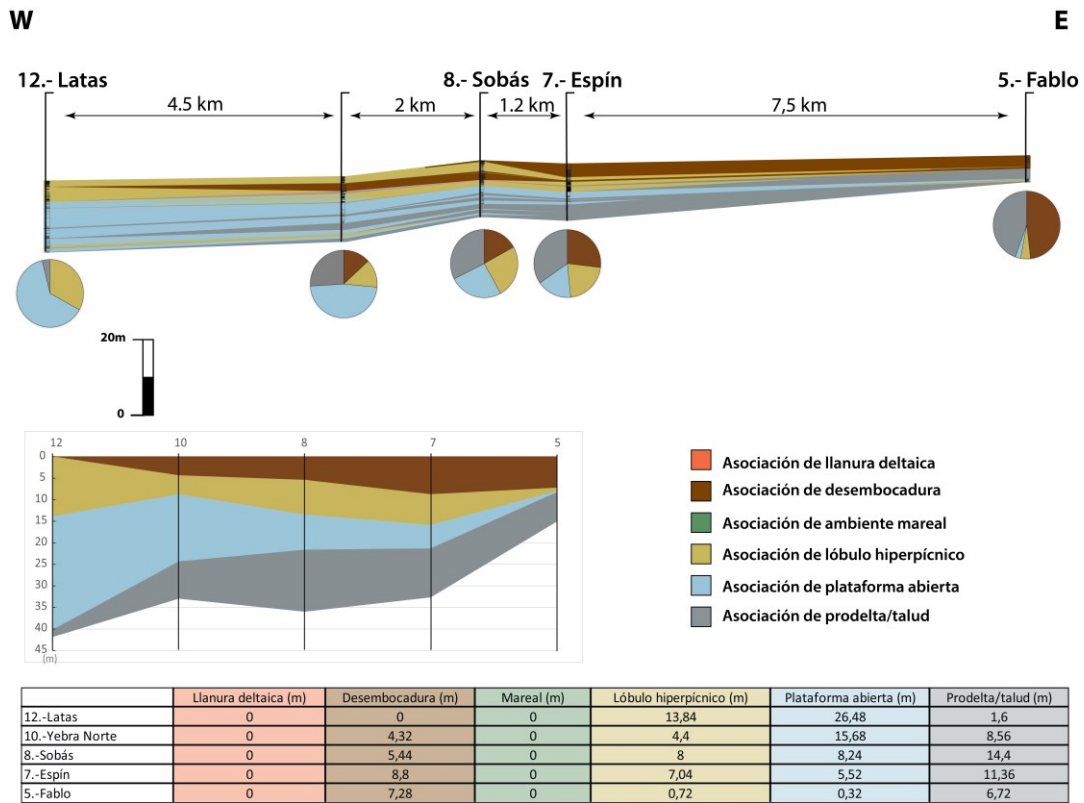


Fig. 6-17. Correlación de la unidad J5 en el flanco sur del sinclinal de Santa Orosia, con la representación de las proporciones de cada asociación de facies presentes por sección (gráficos circulares) y la representación acumulativa de cada asociación de facies por sección a lo largo de la unidad (gráfico y tabla inferior).

En el flanco sur del anticlinal de Basa (Fig. 6-18) la unidad J5 muestra un alto carácter transgresivo respecto a las unidades anteriores. La presencia de asociaciones de lóbulo hiperpícnico es prácticamente inexistente, salvo por alguna entrada puntual (secciones 11-Osan y 16-Sabiñánigo), y las asociaciones de plataforma abierta pierden entidad progresivamente para dar protagonismo a las asociaciones de prodelta/talud. Con todas estas características, la unidad J5 muestra por lo tanto un marcado carácter transgresivo respecto a la unidad J4.

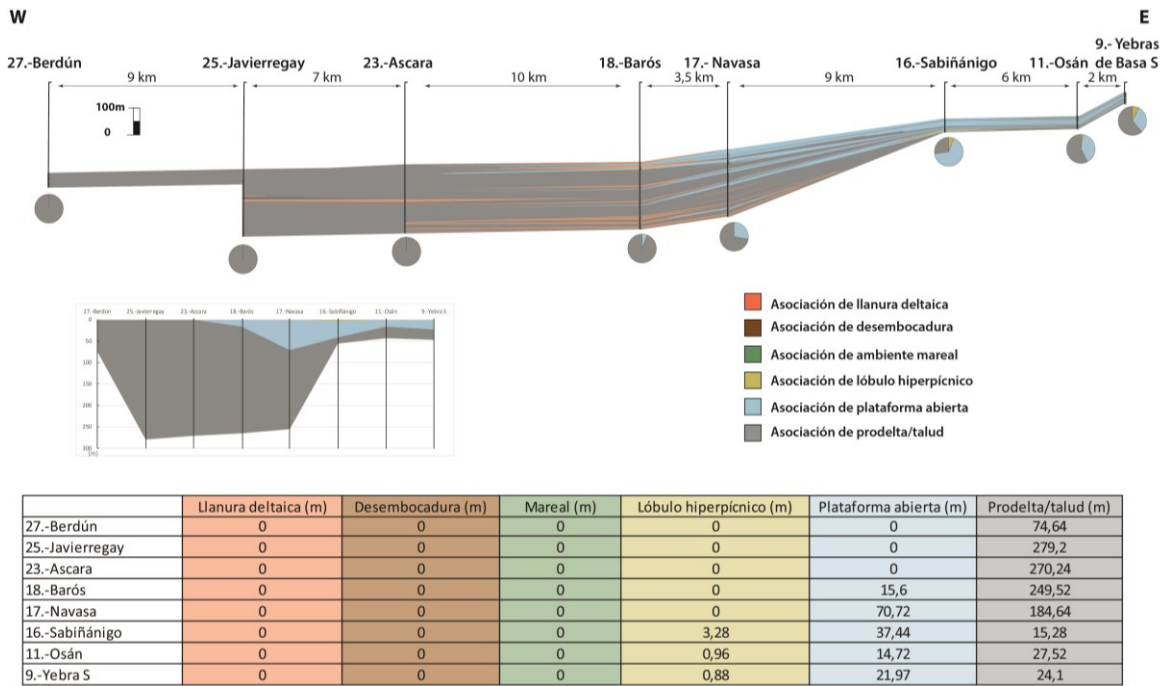


Fig. 6-18. Correlación de la unidad J5 en el flanco sur del anticlinal de Basa, con la representación de las proporciones de cada asociación de facies presentes por sección (gráficos circulares) y la representación acumulativa de cada asociación de facies por sección a lo largo de la unidad (gráfico y tabla inferior).

6.2.6.- Unidad J6

Esta unidad está presente en todo el sinclinal de Santa Orosia exceptuando las secciones 14-Larrede A y 15-Larrede B, donde se pierde por *onlap* sobre el techo de la unidad J5. Hacia el oeste se propaga hasta el extremo más occidental del área de estudio en la sección 27-Berdún.

La potencia máxima se encuentra en la sección 25-Javierregay con 55 metros y en la sección 12-Latas con 3 m. En el flanco norte del sinclinal de Santa Orosia, la unidad J5 se caracteriza en su mayoría por asociaciones de facies de lóbulos hiperpícnicos (Fig. 6-19). En el flanco sur, sigue la tendencia dominada por lóbulos hiperpícnicos hasta llegar a la sección 8-Sobás, donde estos dan paso a las asociaciones de desembocadura i mareales que los alimentan dichos lóbulos (Fig. 6-20). Hacia el extremo este, dichas asociaciones pierden entidad de forma gradual en favor de asociaciones de prodelta.

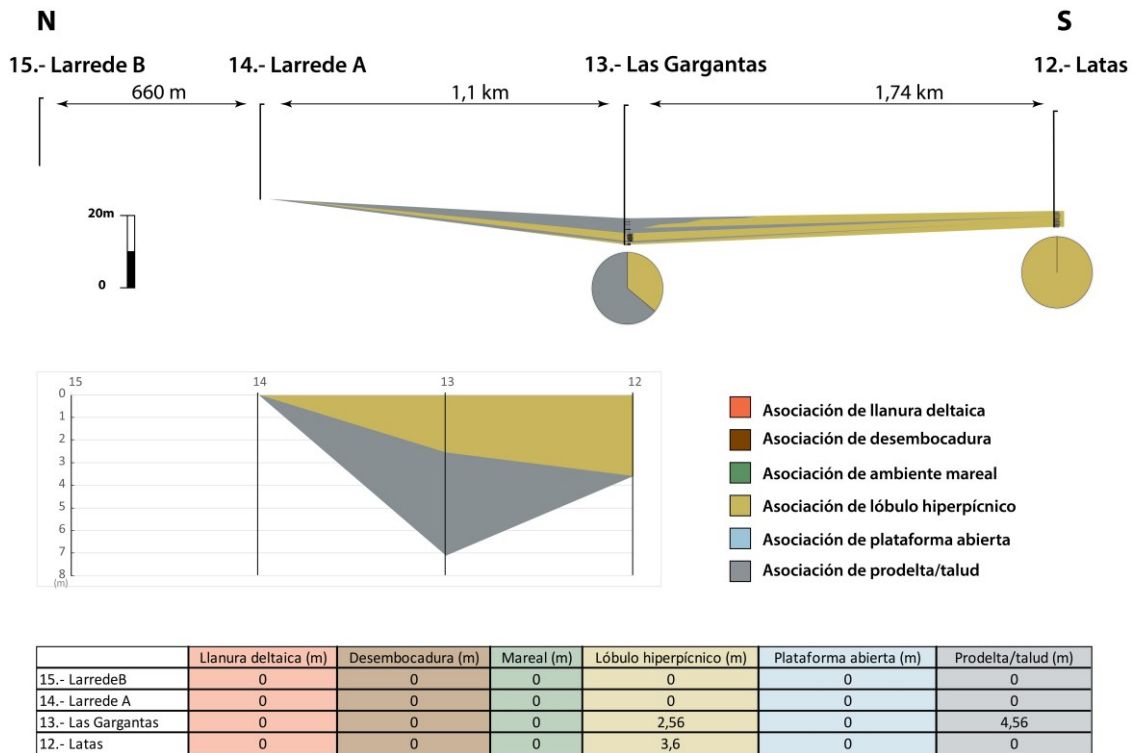


Fig. 6-19. Correlación de la unidad J6 en el flanco norte del sinclinal de Santa Orosia, con la representación de las proporciones de cada asociación de facies presentes por sección (gráficos circulares) y la representación acumulativa de cada asociación de facies por sección a lo largo de la unidad (gráfico y tabla inferior).

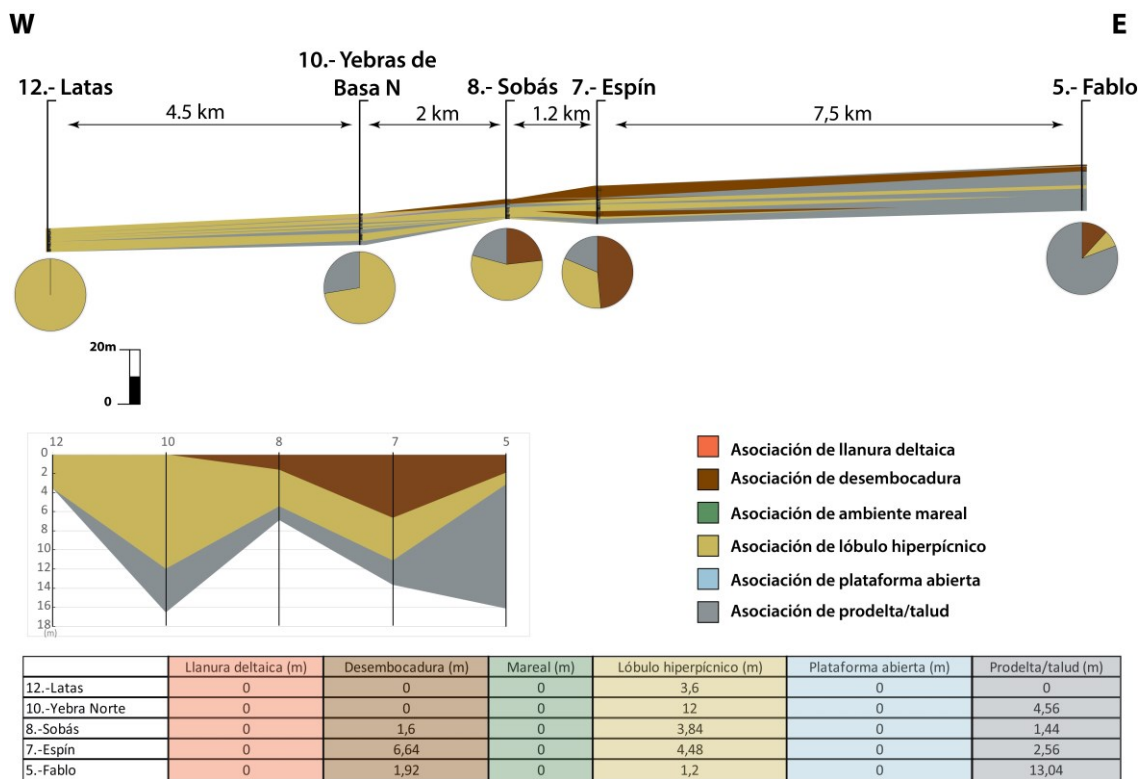


Fig. 6-20. Correlación de la unidad J6 en el flanco sur del sinclinal de Santa Orosia, con la representación de las proporciones de cada asociación de facies presentes por sección (gráficos circulares) y la representación acumulativa de cada asociación de facies por sección a lo largo de la unidad (gráfico y tabla inferior).

A lo largo del flanco sur del anticlinal de Basa (Fig. 6-21) la unidad J6 mantiene un carácter bastante isópaco, con alternancia de asociaciones de facies de plataforma abierta y prodelta, hasta la sección 18- Barós a partir de la cual y hacia el oeste dominan las asociaciones de talud. Esta unidad muestra un carácter agradacional respecto a la unidad J5.

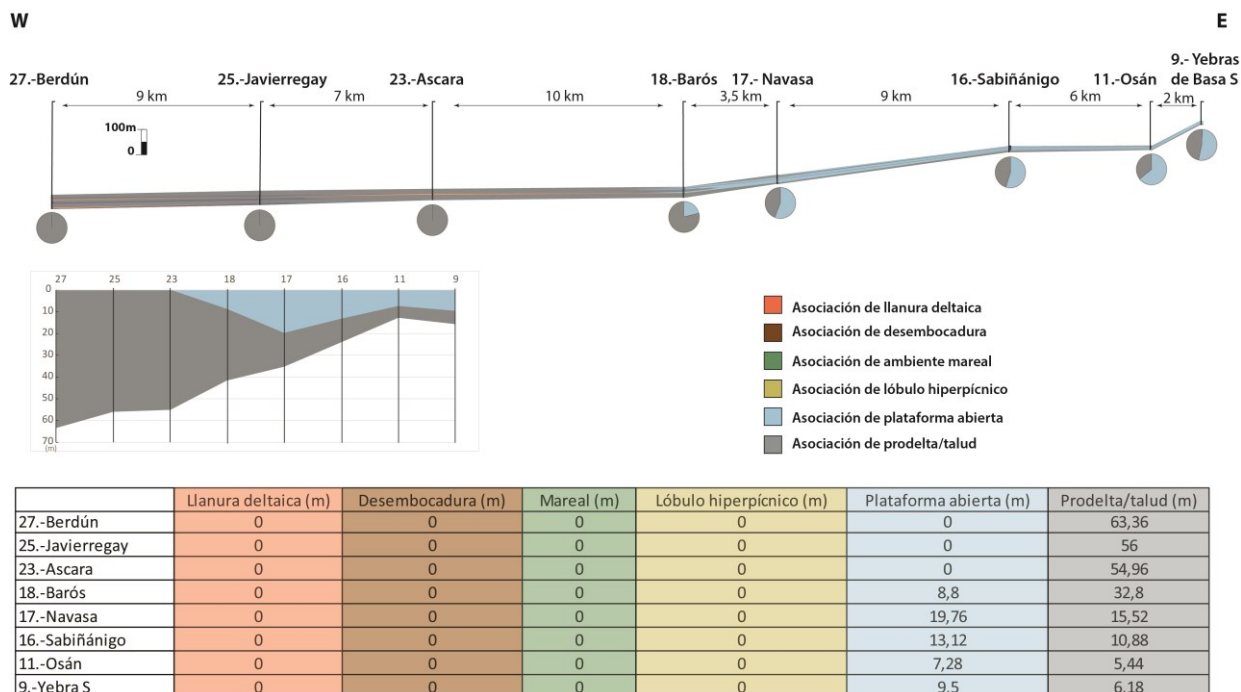


Fig. 6-21. Correlación de la unidad J6 en el flanco sur del anticlinal de Basa, con la representación de las proporciones de cada asociación de facies presentes por sección (gráficos circulares) y la representación acumulativa de cada asociación de facies por sección a lo largo de la unidad (gráfico y tabla inferior).

6.2.7.- Unidad J7

Esta unidad está presente en todas las secciones estudiadas del sistema deltaico de Sabiñánigo.

La unidad J7 presenta un máximo espesor de 37 m en la sección 25-Javierregay y un mínimo de 10 m en la sección 5-Fablo, en el flanco norte del sinclinal de Santa Orosia (Fig. 6-22). Esta unidad se caracteriza por una progradación de dos sistemas de barras de desembocadura distintos a partir de las asociaciones de lóbulo hiperpícnico subyacentes, llegando a presentar de manera ocasional facies de canales distributarios a techo de la parasecuencia. Hacia el flanco sur del sinclinal (Fig. 6-23) el primer sistema de desembocadura da paso lateral a asociaciones marealen, que a su vez, se adelgaza progresivamente hacia el este hasta prácticamente desaparecer. Por encima de éste, el segundo sistema de desembocadura desarrolla lóbulos hiperpícnicos, reemplazados hacia el este (sección 10-Yebra de Basa N) por sistemas de llanura deltaica con sus equivalentes depósitos de desembocadura.

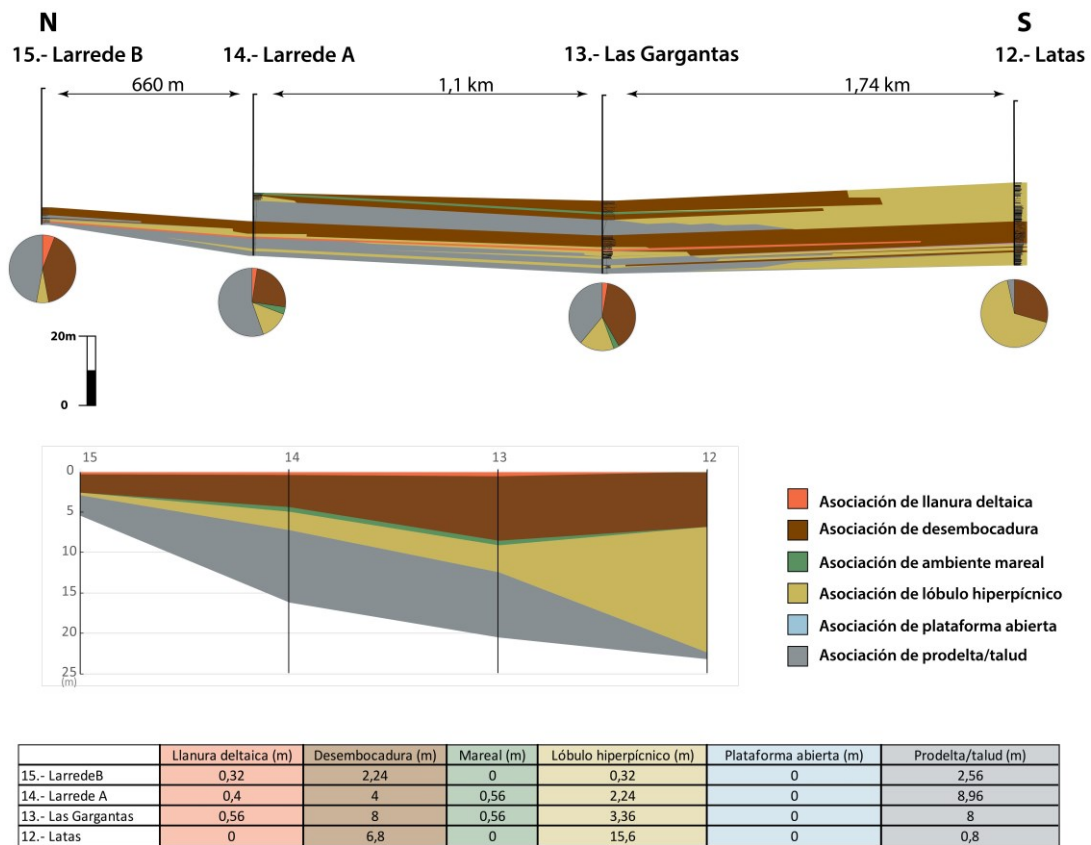


Fig. 6-22. Correlación de la unidad J7 en el flanco norte del sinclinal de Santa Orosia, con la representación de las proporciones de cada asociación de facies presentes por sección (gráficos circulares) y la representación acumulativa de cada asociación de facies por sección a lo largo de la unidad (gráfico y tabla inferior).

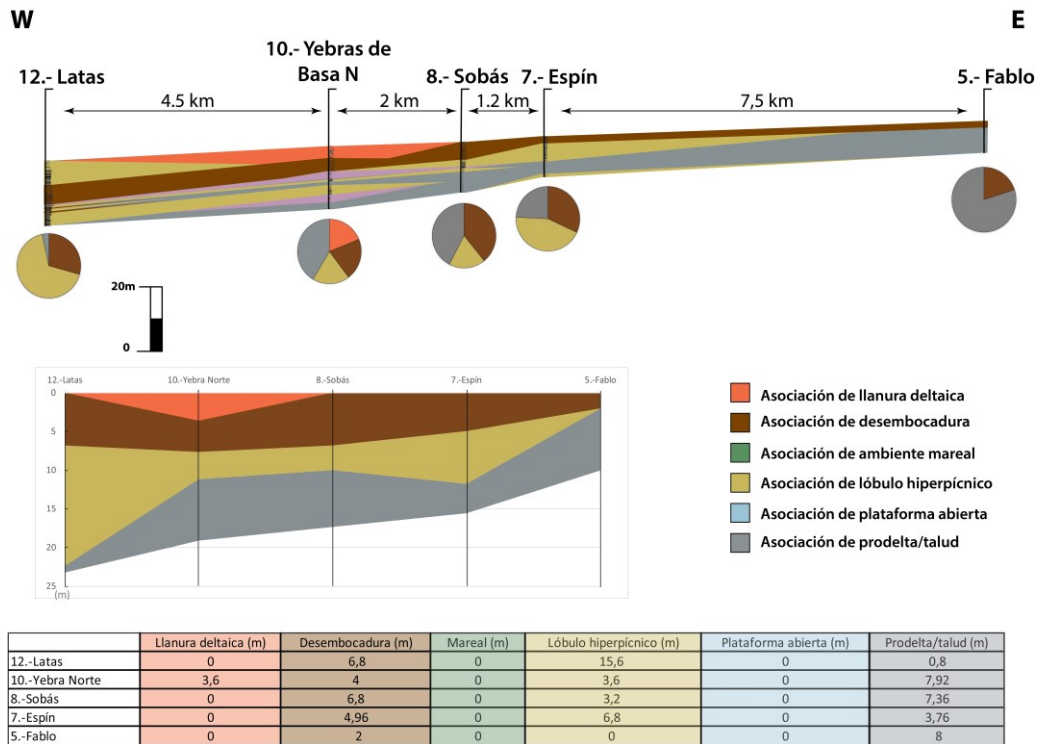


Fig. 6-23. Correlación de la unidad J7 en el flanco sur del sinclinal de Santa Orosia, con la representación de las proporciones de cada asociación de facies presentes por sección (gráficos circulares) y la representación acumulativa de cada asociación de facies por sección a lo largo de la unidad (gráfico y tabla inferior).

En el flanco sur del anticlinal de Basa (Fig. 6-24), la unidad J7 tiene un marcado componente isópaco, y al igual que las anteriores unidades, se caracteriza por una alta representatividad de asociaciones de plataforma abierta y prodelta/talud. A partir de la sección 18-Barós, el sistema prácticamente solo está representado por asociaciones de prodelta/talud. Aunque en el sinclinal de Santa Orosia esta unidad tiene un marcado componente progradacional, no sucede lo mismo en el flanco sur del anticlinal de Basa donde muestra un perfil más agradacional.

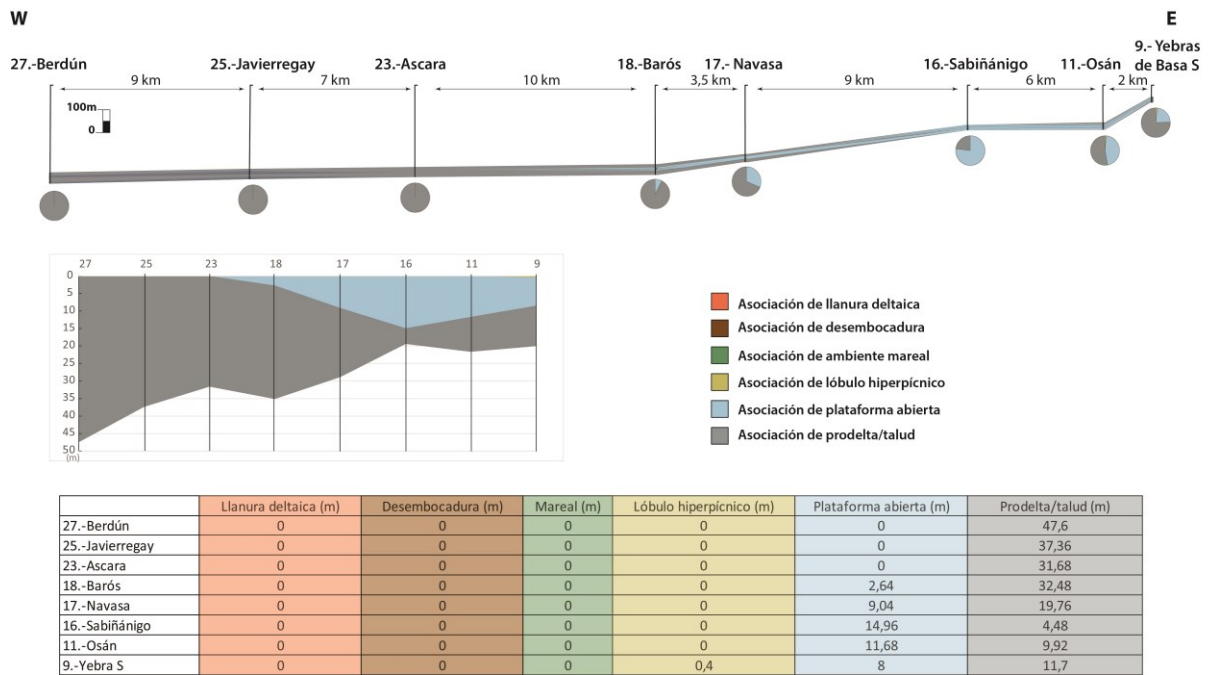


Fig. 5-24. Correlación de la unidad J7 en el flanco sur del anticlinal de Basa, con la representación de las proporciones de cada asociación de facies presentes por sección (gráficos circulares) y la representación acumulativa de cada asociación de facies por sección a lo largo de la unidad (gráfico y tabla inferior).

6.2.8.- Unidad J8

Al igual que sucede con la unidad J7, esta unidad está presente en todas las secciones del área de estudio, exceptuando la sección 15-Larrede B en el norte del sinclinal de Santa Orosia. En ésta, a pesar de estar presente y poder ser cartografiada, no ha podido ser medida en sección estratigráfica.

La potencia máxima es de 109 m en la sección 18-Barós la mínima de 3 m en la sección 5-Fablo. En el flanco norte del sinclinal de Santa Orosia (Fig. 6-25) la unidad J8 se caracteriza por una progradación deltaica desde el frente deltaico medio/distal con asociaciones de lóbulo hiperpícnico seguidas de un periodo transgresivo caracterizado por asociaciones mareales y de nuevo una progradación con asociaciones de desembocadura. Éstas últimas pasan verticalmente a asociaciones de llanura deltaica al techo de la unidad, donde se llegan a observar las granulometrías más groseras de todo el sistema deltaico (Sección 13-Las Gargantas).

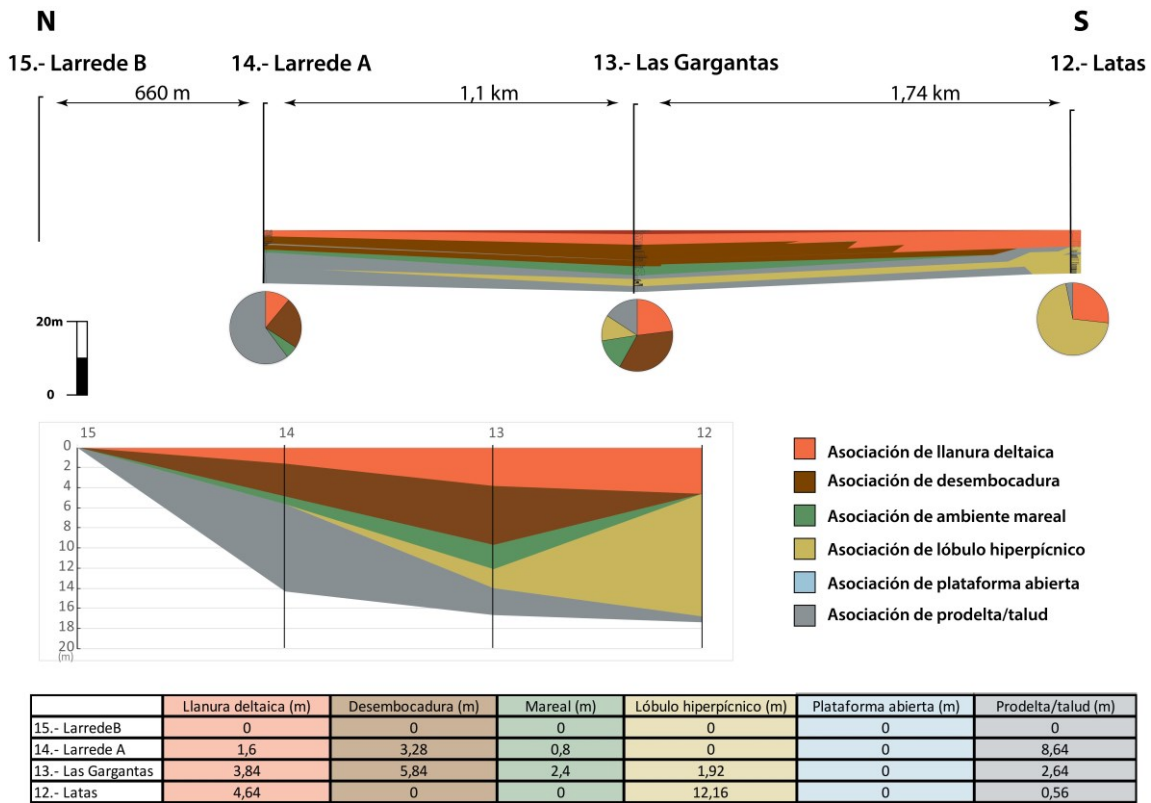


Fig. 6-25. Correlación de la unidad J8 en el flanco norte del sinclinal de Santa Orosia, con la representación de las proporciones de cada asociación de facies presentes por sección (gráficos circulares) y la representación acumulativa de cada asociación de facies por sección a lo largo de la unidad (gráfico y tabla inferior).

En el flanco sur del sinclinal de Santa Orosia (Fig. 6-26), las asociaciones de lóbulo hiperpícnico y de llanura deltaica pasan lateralmente hacia el este a asociaciones de desembocadura. Éstas últimas pasan hacia el extremo este nuevamente a asociaciones de lóbulo hiperpícnico. Además, esta unidad sufre un fuerte adelgazamiento progresivo hacia el eje del anticlinal de Basa adelgazamiento progresivo hacia el eje del anticlinal de Basa anticlinal de Basa. Correlación de la unidad J8 en el flanco sur del sinclinal de Santa Orosia, con la representación de las proporciones de cada asociación de facies presentes por sección

(gráficos circulares) y la representación acumulativa de cada asociación de facies por sección a lo largo de la unidad (gráfico y tabla inferior).

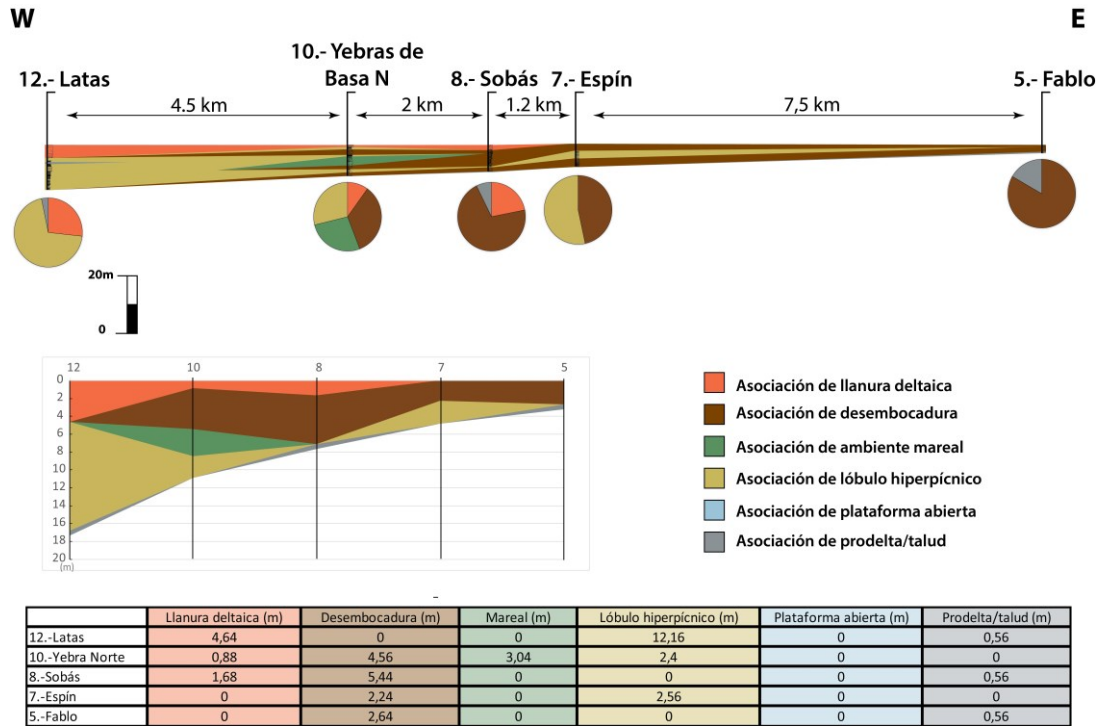


Fig. 6-26. Correlación de la unidad J8 en el flanco sur del sinclinal de Santa Orosia, con la representación de las proporciones de cada asociación de facies presentes por sección (gráficos circulares) y la representación acumulativa de cada asociación de facies por sección a lo largo de la unidad (gráfico y tabla inferior).

En el flanco sur del anticlinal de Basa (Fig. 6-27), la unidad J8 sigue manteniendo la tendencia de las unidades anteriores, con asociaciones de plataforma abierta que de forma progresiva hacia el extremo oeste evolucionan hacia asociaciones de prodelta/talud. Esta unidad es la que forma el frente deltaico con más continuidad, desarrollando asociaciones de plataforma abierta hasta el extremo oeste (sección 27-Berdún). La unidad J8 constituye el máximo progradacional de todo el sistema deltaico de Sabiñánigo.

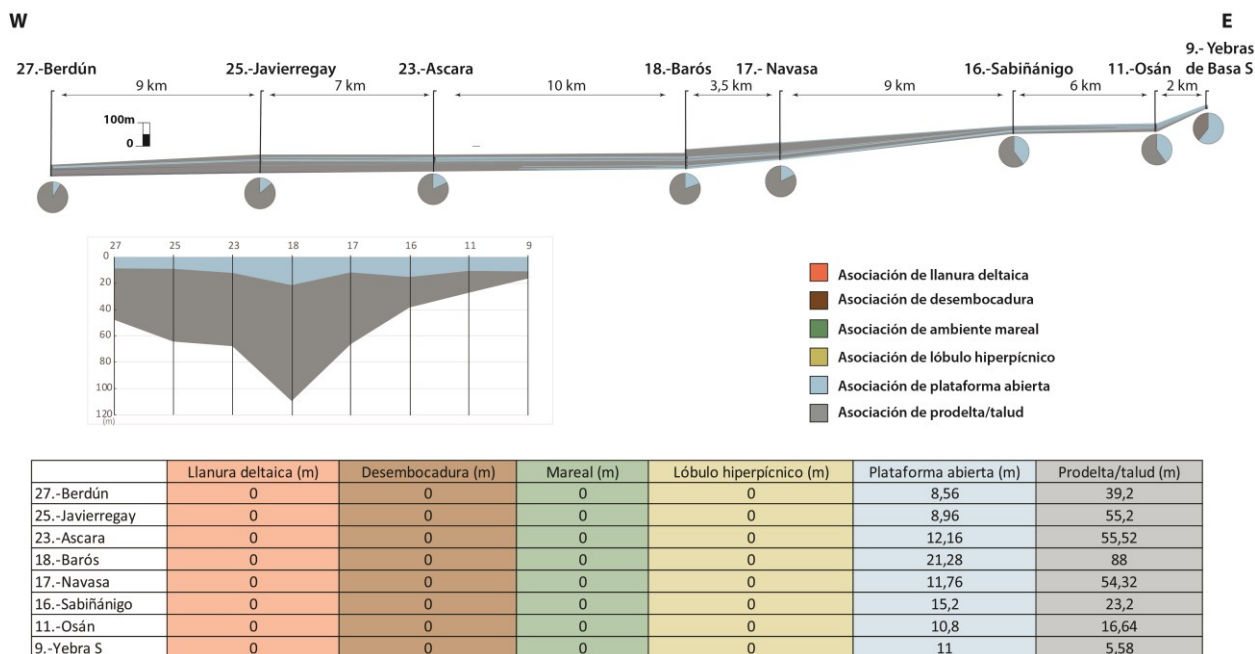


Fig. 6-27. Correlación de la unidad J8 en el flanco sur del anticlinal de Basa, con la representación de las proporciones de cada asociación de facies presentes por sección (gráficos circulares) y la representación acumulativa de cada asociación de facies por sección a lo largo de la unidad (gráfico y tabla inferior).

6.2.9.- Unidad J9

Aunque presente a lo largo de todo el sistema deltaico de Sabiñánigo, esta unidad ha sido estudiada en todo el flanco sur del anticlinal de Basa; no obstante, a partir de la sección 18-Barós, la unidad J9 carece de atributos fácilmente observables y distinguibles de las unidades sub y supra-yacentes, ya que está representada por margas masivas. En el sinclinal de Santa Orosia, sólo se ha estudiado en la sección 10-Yebra de Basa N. El motivo reside en que esta unidad marca la transgresión final del sistema deltaico de Sabiñánigo, pasando a techo hacia las margas de Pamplona, y que a su vez representan el prodelta del sistema deltaico supra-yacente correspondiente al sistema de Sobas. La correlación de la unidad J9 sólo se ha efectuado a modo de control para la comprensión de la relación entre las asociaciones de flanco a flanco del anticlinal de Basa.

La máxima potencia de la unidad J9 se encuentra la sección 11-Osán con 105 m y la mínima en la sección 10-Yebra de Basa N con 55 m.

En la sección 10-Yebra de Basa N del flanco norte del anticlinal de Basa, esta unidad presenta un marcado carácter transgresivo, iniciado con asociaciones de plataforma abierta que hacia techo pasan a asociaciones de prodelta (Fig. 6-28).

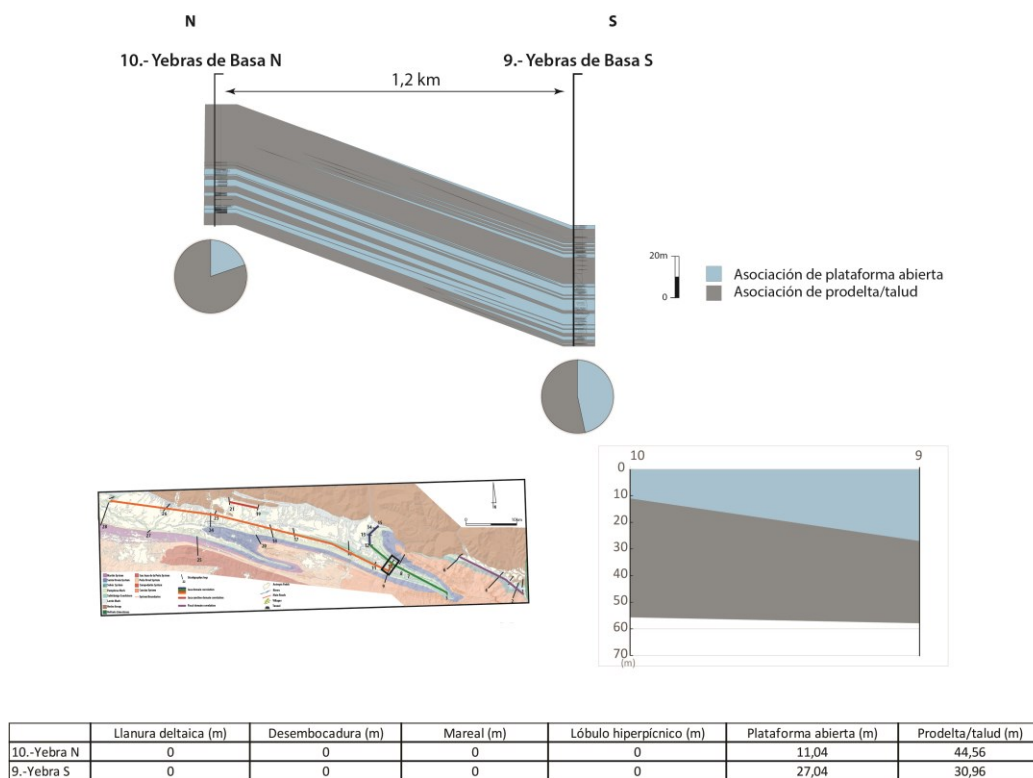


Fig. 6-28. Correlación de la unidad J9 entre el flanco N y S del anticlinal de Basa, con la representación de las proporciones de cada asociación de facies presentes por sección (gráficos circulares) y la representación acumulativa de cada asociación de facies por sección a lo largo de la unidad (gráfico y tabla inferior).

En el flanco sur (Fig. 6-29) en cambio, y pese a que también registra esta transgresión, la unidad J9 sí que mantiene más porcentaje de asociaciones de plataforma abierta respecto a las asociaciones de talud, lo que podría sugerir un cambio en la importancia del aporte norte respecto al este (ver capítulo 7). La unidad J9 tiene un carácter marcadamente transgresivo, y supone el final del sistema deltaico de Sabiñánigo.

W

E

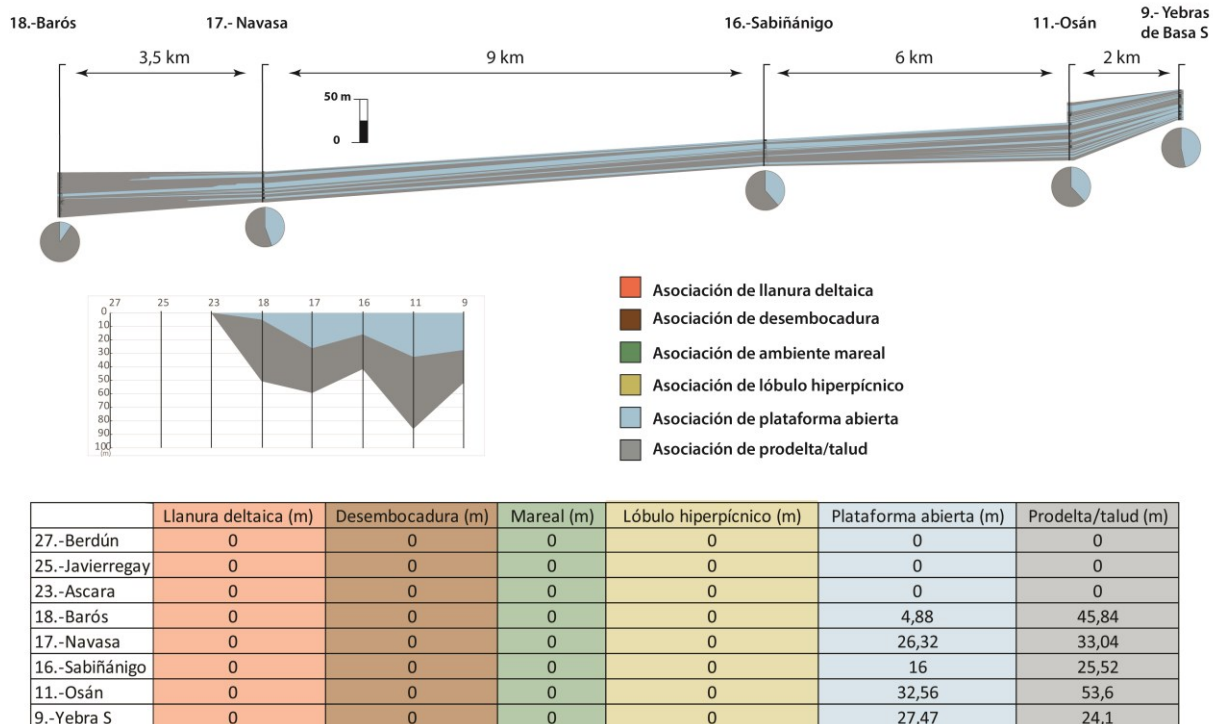


Fig. 6-29. Correlación de la unidad J9 en el flanco sur del anticlinal de Basa, con la representación de las proporciones de cada asociación de facies presentes por sección (gráficos circulares) y la representación acumulativa de cada asociación de facies por sección a lo largo de la unidad (gráfico y tabla inferior).

6.3.- Sector Fiscal

El dominio Fiscal hace referencia a la zona del Valle del Rio Ara, el panel de correlación cubre el área que se desarrolla desde el flanco oeste del anticlinal de Boltaña (sección 1-Jánovas A, anexo 10.3) a la sección 6-Fiscal en la zona de la localidad de Fiscal que cubre el bloque inferior del cabalgamiento de Oturia desde las últimas turbiditas hasta la entrada de conglomerados del sistema de Canciás (Fig.6-1, y 6-30). Todas las unidades son presentes en todas las secciones estudiadas exceptuando las secciones 1-Jánovas-A y 3-Lacort que finaliza en las unidades infra-yacentes de la arenisca de Sabiñánigo en su expresión en el Valle del Ara. Por otro lado, las 5 primeras unidades del sistema deltaico de Sabiñánigo se encuentran en tramo cubierto en la sección 6-Fiscal con lo cual no se puede obtener una interpretación fiable respecto a las asociaciones que las conforman en esa posición, pero teniendo en cuenta como se producen los cambios de facies y con las observaciones de campo que se han podido llevar a cabo se decidió asumir ese gran tramo cubierto como margas de prodelta.

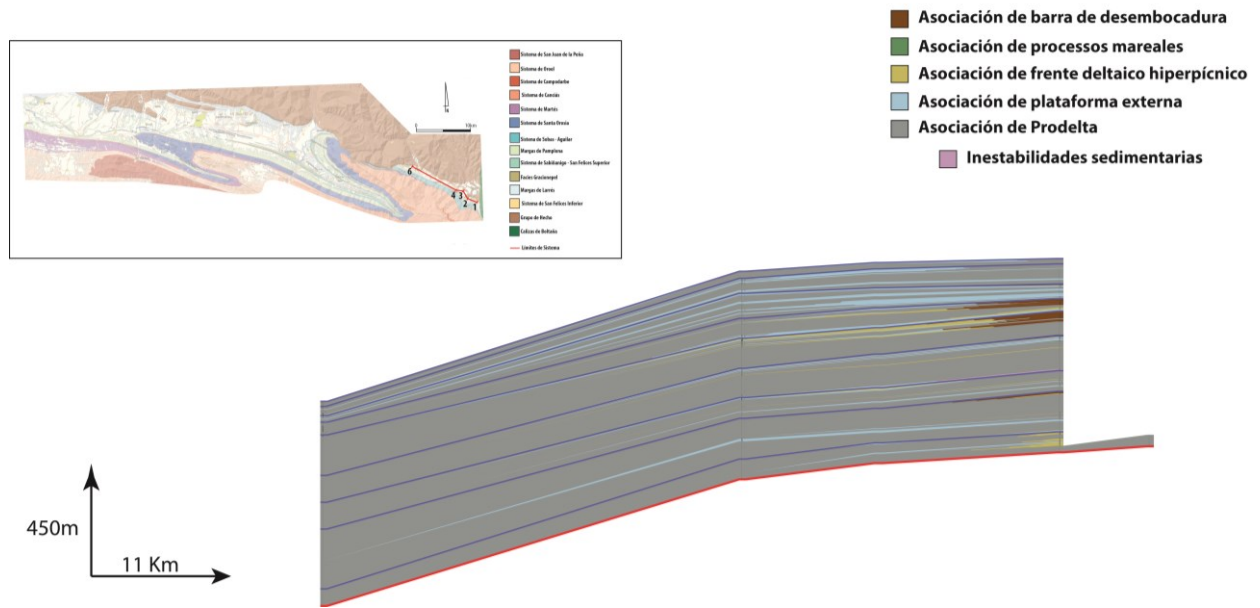


Fig. 6-30- Panel de correlación de las diferentes unidades presentes en el sistema deltaico de Sabiñánigo en el sector de Fiscal. Cada panel puede consultarse en detalle en el anexo.

6.2.1.- Unidad F1

La unidad F1 se extiende desde el techo de la sección 1-Jánovas A hasta la sección 6-Fiscal en tramo cubierto. Esta unidad cuenta con una potencia máxima es 46 m en la sección 4-Albella y la mínima de 26 m en la sección 1-Jánovas A.

El Extremo occidental (secciones 1-Jánovas A y 2-Jánovas B), esta unidad, muestra una progradación desde asociaciones de prodelta a asociaciones de Lóbulo hiperpícnico. Hacia el oeste (secciones 4-Albella y 6-Fiscal), estos lóbulos pierden entidad de forma progresiva en favor de asociaciones de prodelta/talud (Fig. 6-31)

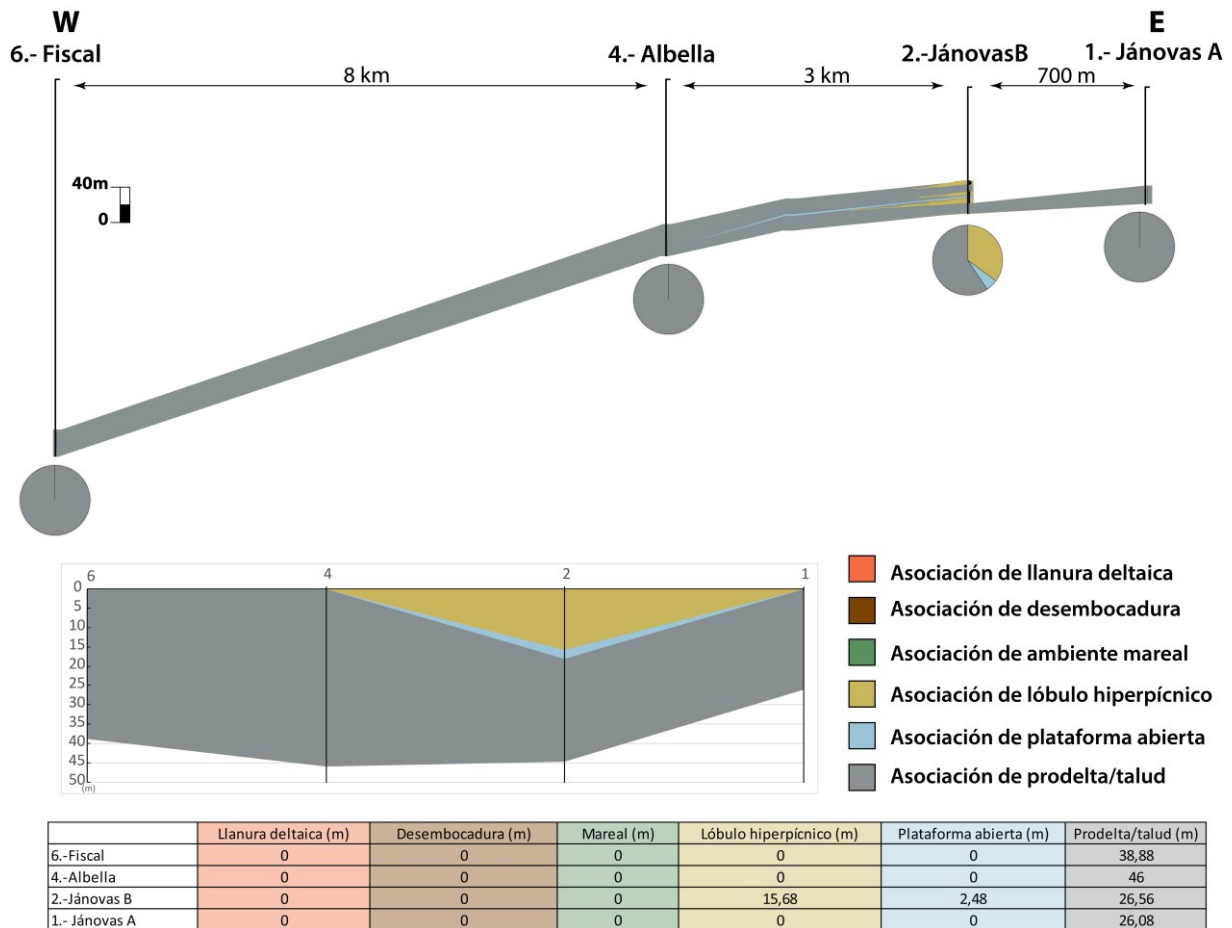


Fig. 6-31. Correlación de la unidad F1 en el Valle del Ara, con la representación de las proporciones de cada asociación de facies presentes por sección (gráficos circulares) y la representación acumulativa de cada asociación de facies por sección a lo largo de la unidad (gráfico y tabla inferior).

6.2.2.- Unidad F2

Con una potencia máxima de 134 m en la sección 6-Fiscal y una mínima de 91 m en la sección 2-Jánovas B, la unidad F2 (Fig. 6-32) se extiende a lo largo de todo el valle desde la sección 2-Jánovas-B donde se caracteriza por una parte basal con niveles potentes de margas prodeltaicas intercaladas con niveles de plataforma abierta, así como una entrada puntual delgada de lóbulos hiperpícnicos. Hacia techo, las margas muestran una nueva entrada de lóbulos hiperpícnicos que progradan a niveles de desembocadura. Hacia el oeste los niveles de plataforma abierta se propagan hasta posiciones medias del sector (sección 4-Albella), mientras que las partes alta y basal rápidamente evolucionan a margas de prodelta. Este cambio rápido entre las secciones 2-Jánovas-B y 4-Albella hace que el correspondiente tramo cubierto en la sección 6-Fiscal se interprete en su totalidad como margas de prodelta. Esta unidad es de carácter progradante respecto a F1.

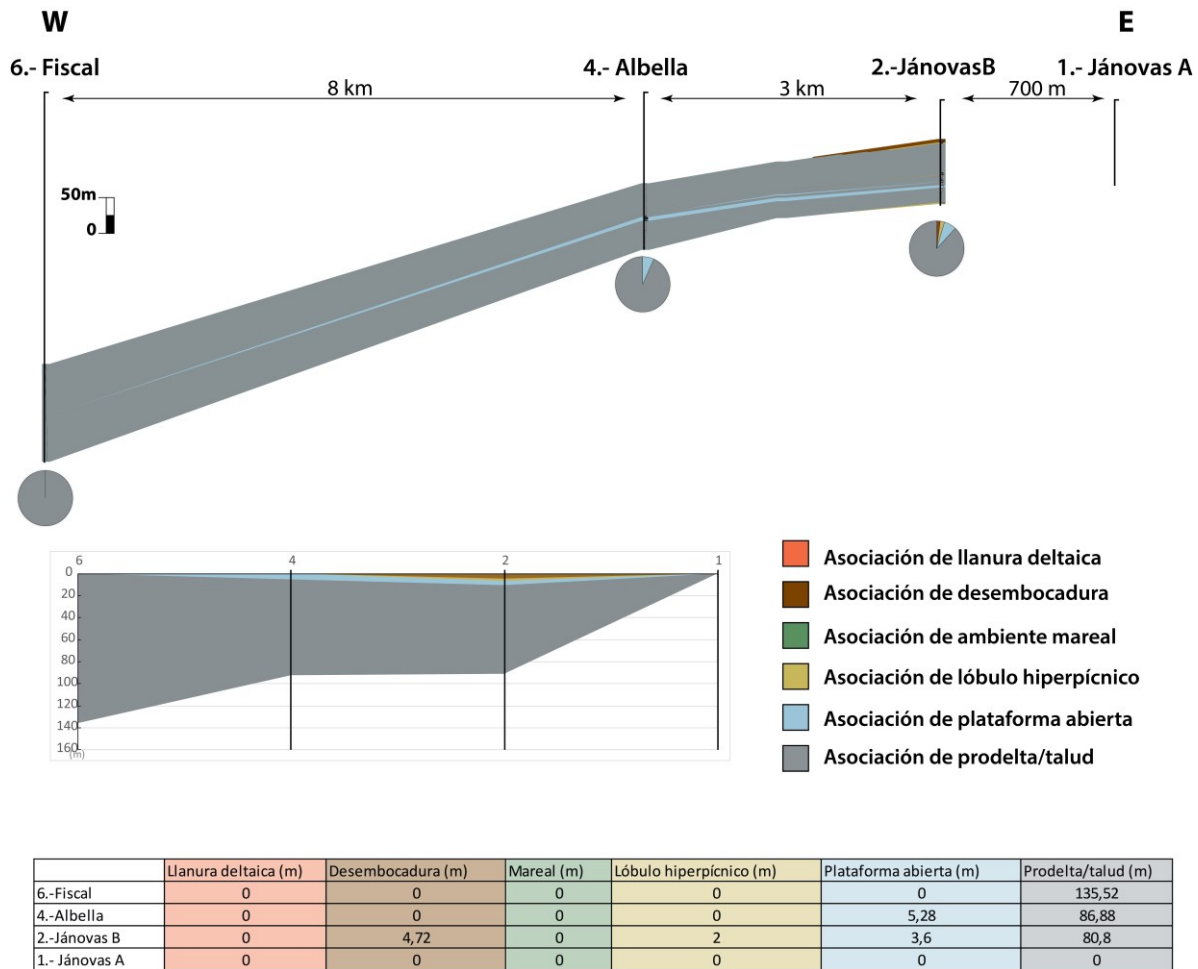


Fig. 6-32. Correlación de la unidad F2 en el Valle del Ara, con la representación de las proporciones de cada asociación de facies presentes por sección (gráficos circulares) y la representación acumulativa de cada asociación de facies por sección a lo largo de la unidad (gráfico y tabla inferior).

6.2.3.- Unidad F3

La unidad F3 (Fig. 6-33), con una potencia máxima de 60 m en la sección 6-Fiscal y una mínima de 45 m en la sección 4-Albella, se caracteriza por intercalaciones de asociaciones de plataforma abierta, lóbulos hiperpícnicos y margas prodeltaicas a lo largo de las secciones 2-Jánovas y 4-Albella. Hacia esta última las asociaciones de plataforma y de lóbulos hiperpícnicos pierden entidad, por este motivo nuevamente se asume que el tramo cubierto de la sección 6-Fiscal correspondería a margas de prodelta. Esta unidad presenta una relación de transgresión respecto a la unidad F2.

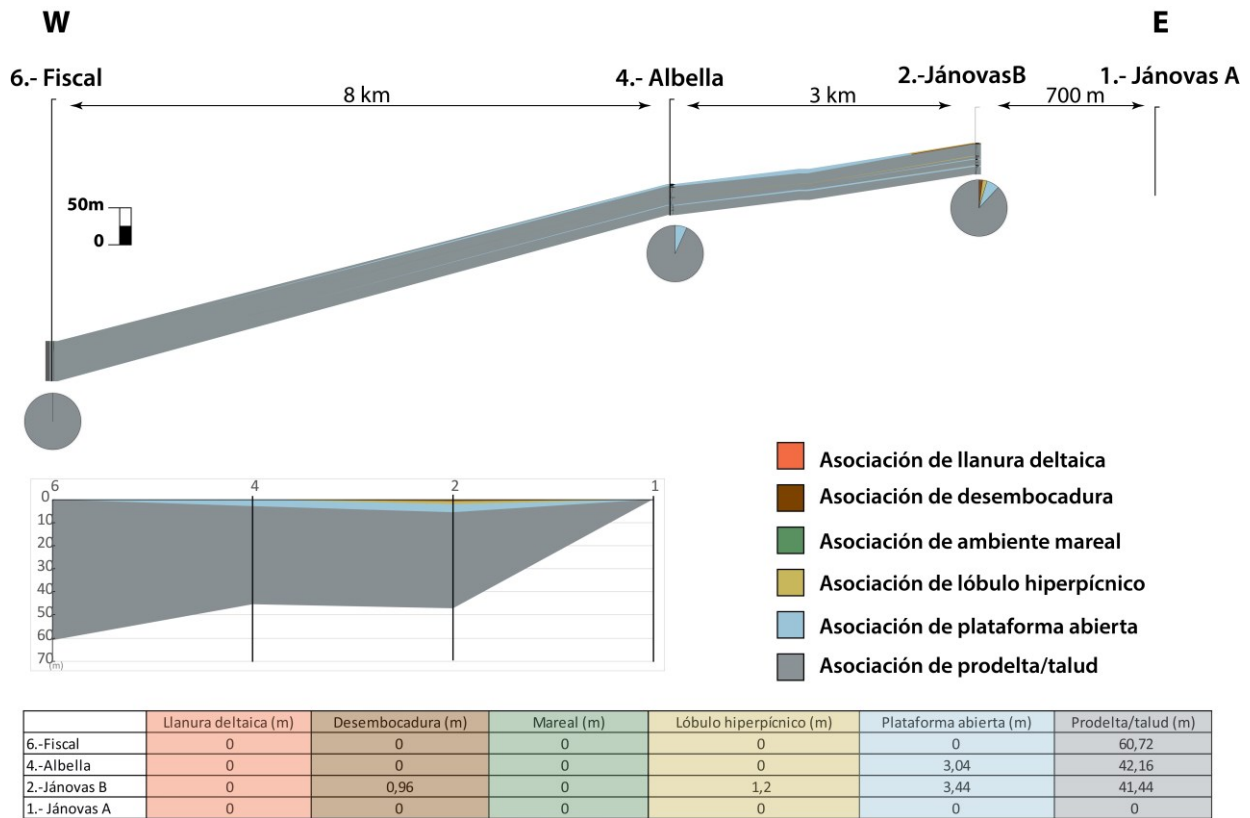


Fig. 6-33. Correlación de la unidad F3 en el Valle del Ara, con la representación de las proporciones de cada asociación de facies presentes por sección (gráficos circulares) y la representación acumulativa de cada asociación de facies por sección a lo largo de la unidad (gráfico y tabla inferior).

6.2.4.- Unidad F4

La unidad F4 (Fig. 6-34) cuenta con una potencia máxima de prácticamente 80 m en la sección 2-Jánovas B y una mínima de 61 en la sección 6-Fiscal. En el extremo este (sección 2-Jánovas B) esta unidad empieza con depósitos de slump seguidos de margas prodeltaicas. Es su parte media, estas margas dan paso a lóbulos hiperpícnicos de poca potencia. En este punto, el techo de la unidad, se caracteriza por niveles de plataforma abierta culminados por depósitos de desembocadura. Hacia el oeste (sección 4-Albella) la parte media-baja da lugar completamente a asociaciones de prodelta, en cambio, la parte media-alta conserva parte de los lóbulos hiperpícnicos y las asociaciones de plataforma abierta. En la sección 6-Fiscal nuevamente se asumió el cubierto como margas de prodeltas, si bien cabe la posibilidad de que parte de las plataformas abiertas podrían alcanzar esta posición. Esta unidad presenta un carácter progradante respecto la unidad F3.

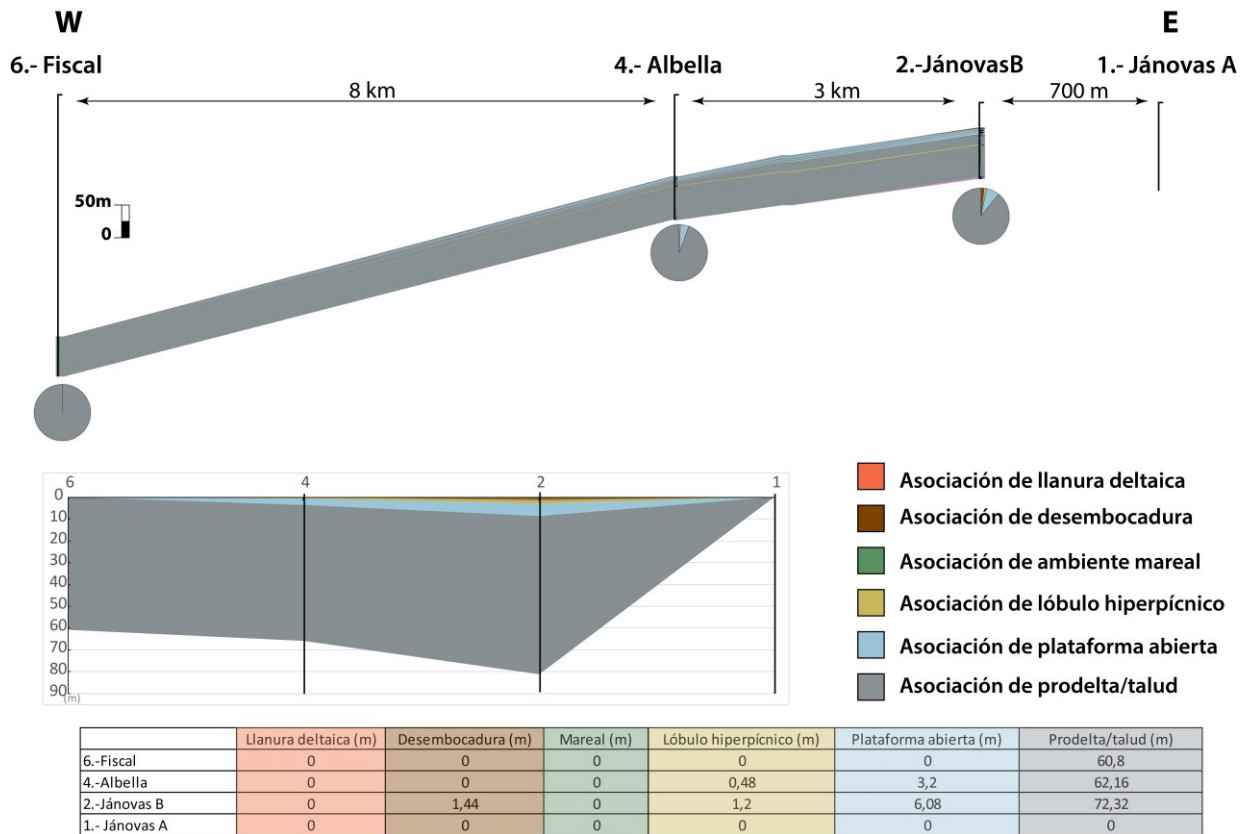


Fig. 6-34. Correlación de la unidad F4 en el Valle del Ara, con la representación de las proporciones de cada asociación de facies presentes por sección (gráficos circulares) y la representación acumulativa de cada asociación de facies por sección a lo largo de la unidad (gráfico y tabla inferior).

6.2.5.- Unidad F5

La unidad F5 (Fig. 6-35), con una potencia máxima de 91 m en la sección 6-Fiscal y una mínima de 54 en la sección 2-Jánovas B, se caracteriza en el extremo este (sección 2-Jánovas B) por una marcada progradación desde margas prodeltaicas a depósitos de desembocadura, sin mostrar asociaciones intermedias. En la sección 4-Albella, la sucesión de ambientes de desembocadura evoluciona a intercalaciones de lóbulos hiperpícnicos y margas de prodelta. En el extremo oeste (sección 6-Fiscal) esta unidad está representada por asociaciones de prodelta y de manera puntual, en su parte más alta, por asociaciones de plataforma abierta. Esta unidad muestra un carácter progradante respecto a la unidad F4.

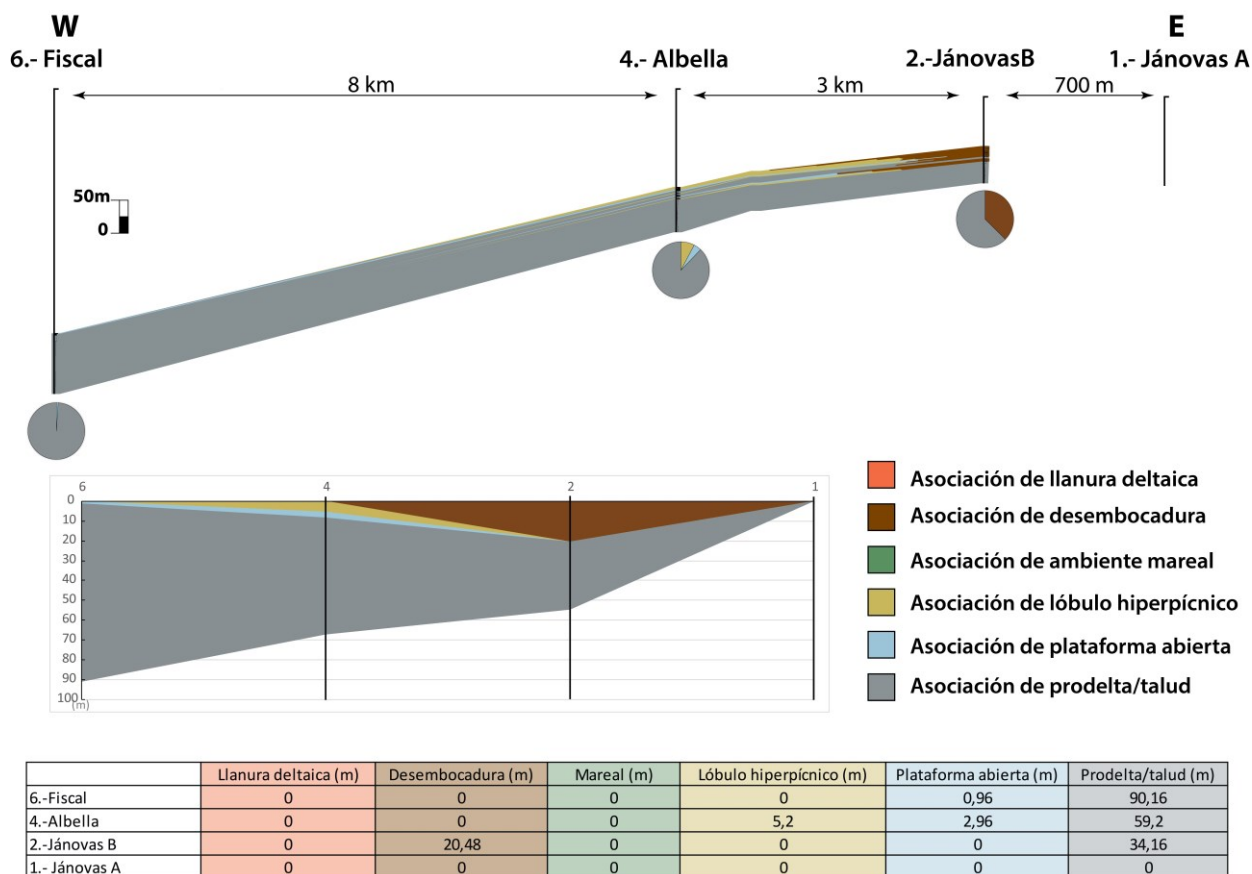


Fig. 6-35. Correlación de la unidad F5 en el Valle del Ara, con la representación de las proporciones de cada asociación de facies presentes por sección (gráficos circulares) y la representación acumulativa de cada asociación de facies por sección a lo largo de la unidad (gráfico y tabla inferior).

6.2.6.- Unidad F6

Con una potencia máxima de 45 m en la sección 4-Albella y una mínima de 15 m en la sección 6, la unidad F6 (Fig. 6-36) se caracteriza por una tendencia progradante en su extremo este (sección 2-Jánovas B), compuesta por una sucesión de plataforma abierta que evoluciona a ambientes de lóbulo hiperpícnico culminada a techo por ambientes de desembocadura. En la sección 4-Albella todos los ambientes evolucionan a ambientes de plataforma abierta y margas que aquí se caracterizan por un alto contenido bioclástico, en su mayor parte *Nummulites* y discociclinas, exceptuando una entrada puntual y de poca entidad de lóbulos hiperpícnicos. En el extremo oeste (sección 6-Fiscal), J6 se caracteriza por una sucesión basal de margas bioclásticas que a techo dan lugar a ambientes de plataforma abierta. Esta unidad sigue mostrando carácter progradante respecto a la unidad F5.

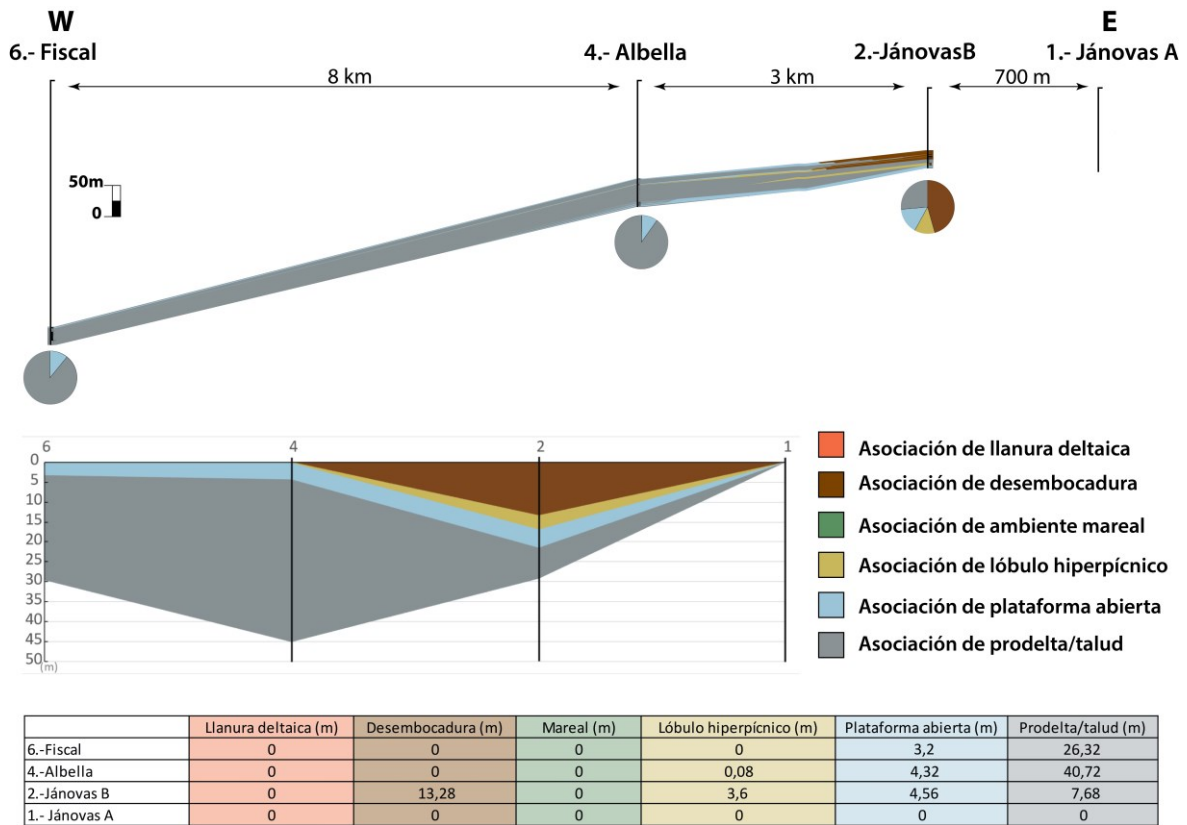


Fig. 6-36. Correlación de la unidad F6 en el Valle del Ara, con la representación de las proporciones de cada asociación de facies presentes por sección (gráficos circulares) y la representación acumulativa de cada asociación de facies por sección a lo largo de la unidad (gráfico y tabla inferior).

6.2.7.- Unidad F7

La unidad F7 (Fig. 6-37), con una potencia máxima de 56 m en la sección 4-Albella y una mínima de 15 m en la sección 6-Fiscal, muestra una alta proporción de ambientes de plataforma abierta intercalados entre margas de prodelta con ambientes de desembocadura a techo en su extremo más occidental (sección 2-Jánovas B). En la sección 4-Albella, los niveles de margas que se intercalan con las plataformas abiertas ganan en potencia. En general, aunque no por completo, toda la unidad presenta alto contenido bioclástico en esta posición. En el extremo oriental (sección 6-Fiscal), todo el tramo medio y basal da lugar a margas prodeltaicas y la parte superior se mantiene como ambientes de plataforma abierta. Esta unidad presenta una relación progradante respecto a F6.

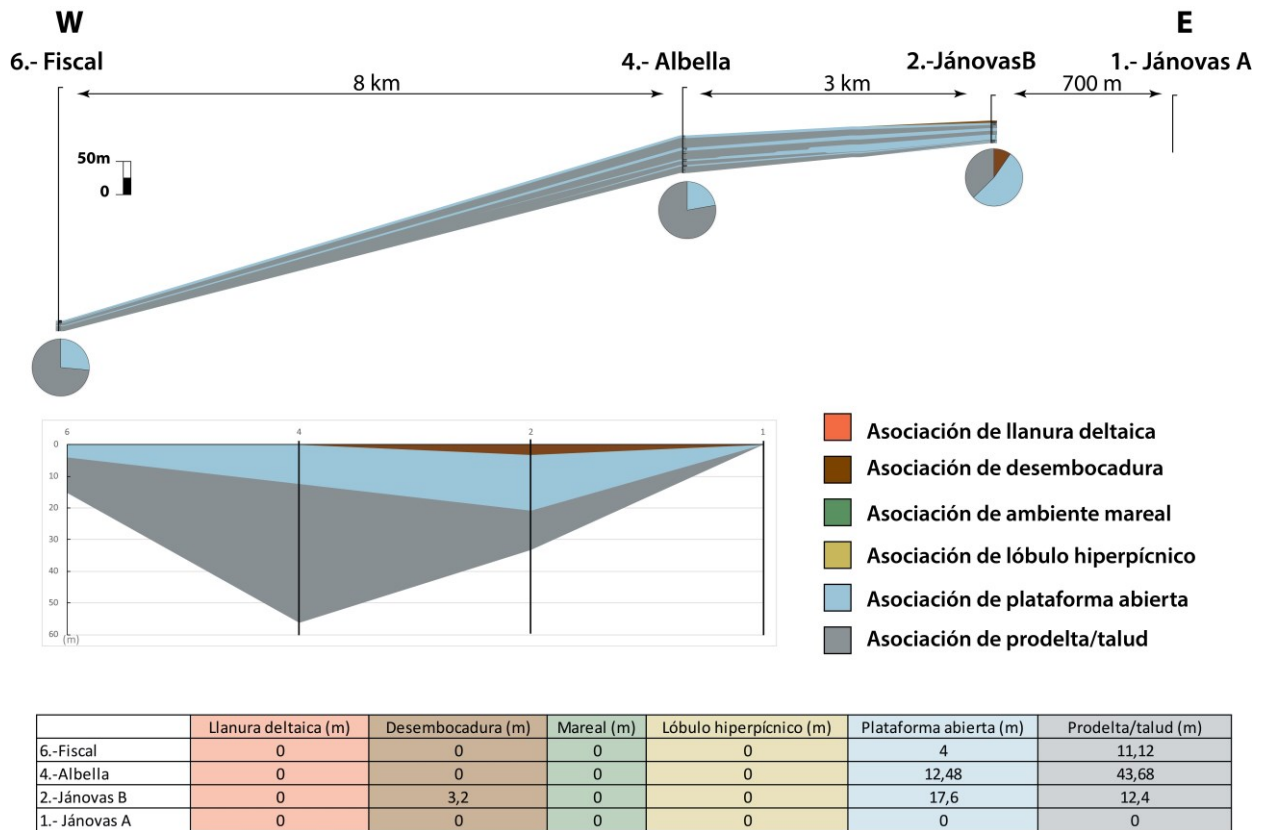


Fig. 6-37. Correlación de la unidad F7 en el Valle del Ara, con la representación de las proporciones de cada asociación de facies presentes por sección (gráficos circulares) y la representación acumulativa de cada asociación de facies por sección a lo largo de la unidad (gráfico y tabla inferior).

6.2.8.- Unidad F8

La unidad F8 (Fig.6-38) cuenta con una potencia máxima de 44 m en la sección 2-Jánovas B y una mínima de 21 m en la sección 6-Fiscal. En el extremo este (sección 2-Jánovas B) muestra una sucesión de margas prodeltaicas y ambientes de plataforma abierta que a techo dan paso a ambientes de desembocadura con canales distributarios asociados a techo. En la sección 4-Albella, toda la unidad da paso a intercalaciones de ambientes de prodelta y plataforma abierta con alto contenido bioclástico que a su vez, en el extremo oeste (sección 6-Fiscal), pasan a ambientes de prodelta exceptuando una entrada puntual de lóbulos hiperpícnicos y hacia techo presentan ambientes de plataforma abierta. Esta unidad presenta un carácter progradante respecto a F7.

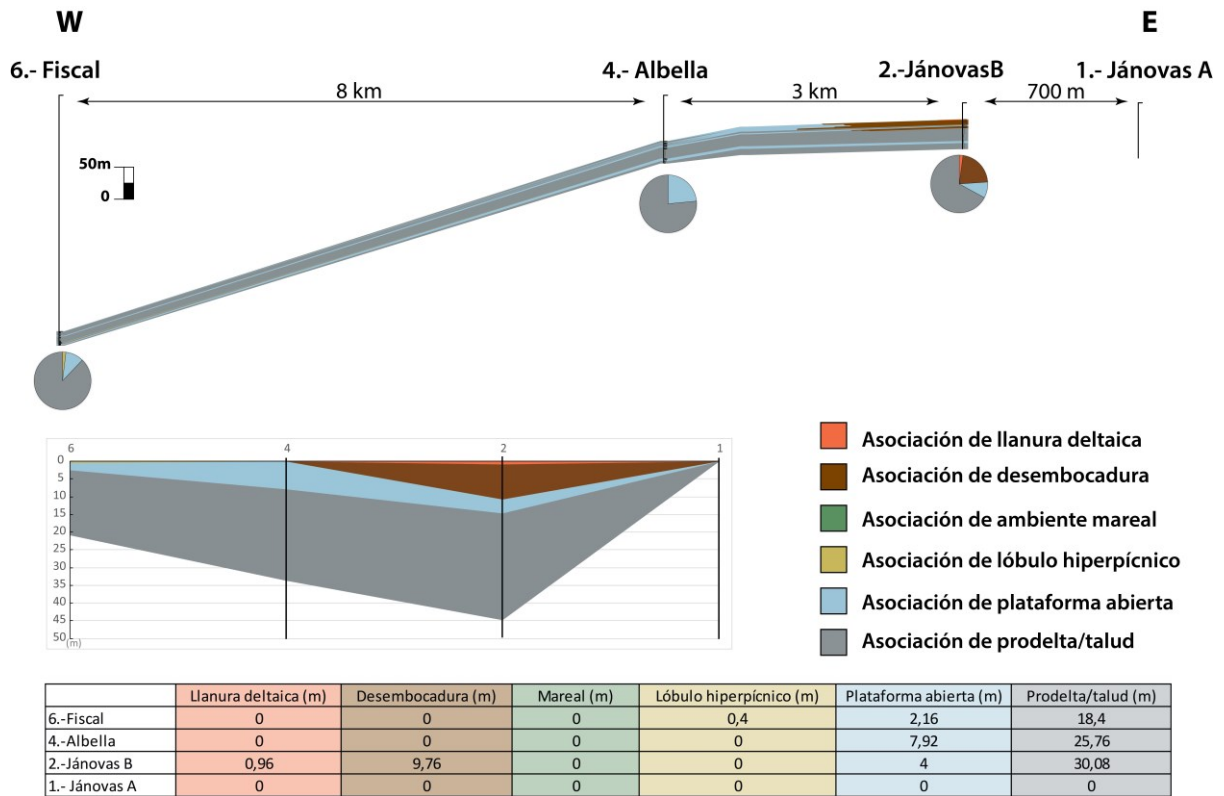


Fig. 6-38. Correlación de la unidad F8 en el Valle del Ara, con la representación de las proporciones de cada asociación de facies presentes por sección (gráficos circulares) y la representación acumulativa de cada asociación de facies por sección a lo largo de la unidad (gráfico y tabla inferior).

6.2.9.- Unidad F9

Con una potencia máxima de 16 m en la sección 4-Albella y una mínima de 10 m en la sección 6-Fiscal, la unidad F9 (Fig. 6-39), se caracteriza al oeste (sección 2-Jánovas B) por margas de prodelta sobre la cuales irrumpen niveles de canales distributarios a techo. En la sección 4-Albella, la unidad F9 se compone prácticamente en su totalidad por margas prodeltaicas bioclásticas con niveles de plataforma abierta a techo. A su vez, en la sección 6-Fiscal, la unidad se caracteriza únicamente por margas de prodelta. Esta unidad se considera como agradacional respecto a F8.

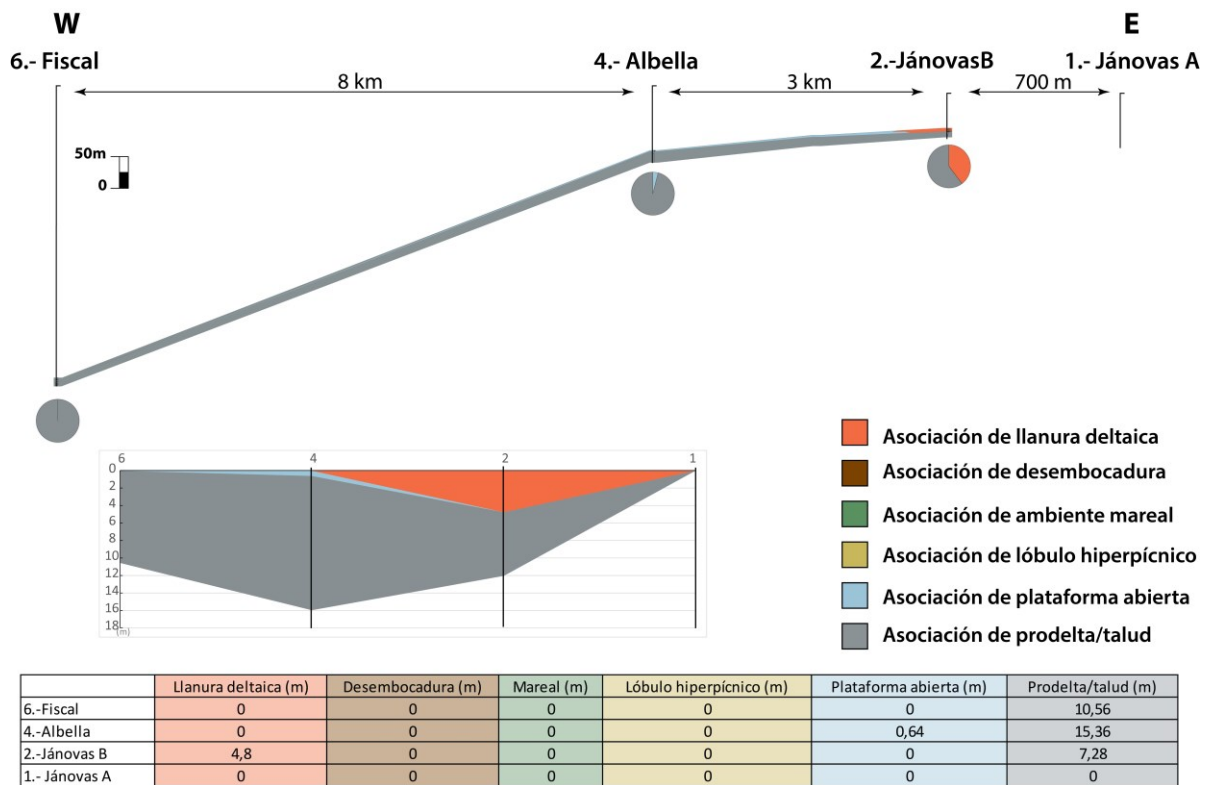


Fig. 6-39. Correlación de la unidad F9 en el Valle del Ara, con la representación de las proporciones de cada asociación de facies presentes por sección (gráficos circulares) y la representación acumulativa de cada asociación de facies por sección a lo largo de la unidad (gráfico y tabla inferior).

Capítulo 7

7.- Discusión

7.1.- Relaciones estratigráficas entre los sistemas deltaicos del sector de Jaca y el sector de Fiscal

El sistema deltaico de Sabiñánigo registra la interferencia de dos sistemas con dos áreas fuente distintas, de composiciones petrográficas diferentes (Roigé et al. 2016). La primera de ellas está caracterizada por granos procedentes de la erosión de la cobertera Mesozoica de la Unidad Sur-pirenaica Central (USPC) (Seguret, 1972) al este de la Cuenca de Jaca y una segunda que se caracteriza por la erosión del margen norte de la cuenca turbidítica (Roigé et al. 2016). Los resultados del presente trabajo demuestran que el registro de estas distintas áreas fuente en la cuenca de Jaca es variable según el dominio estudiado. Las zonas más proximales de los sistemas deltaicos con procedencia norte se encuentran en el sinclinal de Santa Orosia, al noreste del sector Jaca. Para los sistemas de procedencia este, los depósitos más proximales se observan en las inmediaciones del anticlinal de Boltaña en el extremo este del sector Fiscal.

Como se ha mencionado anteriormente las equivalencias estratigráficas entre ambos sectores de la cuenca son difíciles de establecer. En el extremo norte del área de estudio, dicha conexión queda cubierta bajo el bloque superior del cabalgamiento del Otúria, mientras que en el margen sur queda cubierta por los sedimentos continentales de la formación Campodarbe pertenecientes a la secuencia deposicional de Santa Orosia y Canciás (ver Capítulo 4 y cartografía geología en Anexo 1). Otro hecho a tener en cuenta es las divergencias existentes de correlación de datos paleomagnéticos en ambos sectores. En comparación, los resultados de paleomagnetismo presentados por Mochales et al. (2016) en el área de Jánovas, utilizados para el cálculo de rotación de las estructuras asociadas al anticlinal de Boltaña, ofrecen cierta problemática con los resultados propuestos por Canudo y Molina (1988) Hogan y Burbank (1996) y Oms et al. (2003) en el sector de Jaca, con importantes implicaciones en cuanto a las reconstrucciones paleogeográficas de la cuenca (Fig. 7-1). Sin embargo, teniendo en cuenta los resultados de paleomagnetismo del sector de Fiscal junto a los datos de biozonación en la misma área presentados por Isern (2016) junto a la ciclicidad de obtenida con la definición de los diferentes sistemas deposicionales propuestos en esta tesis.

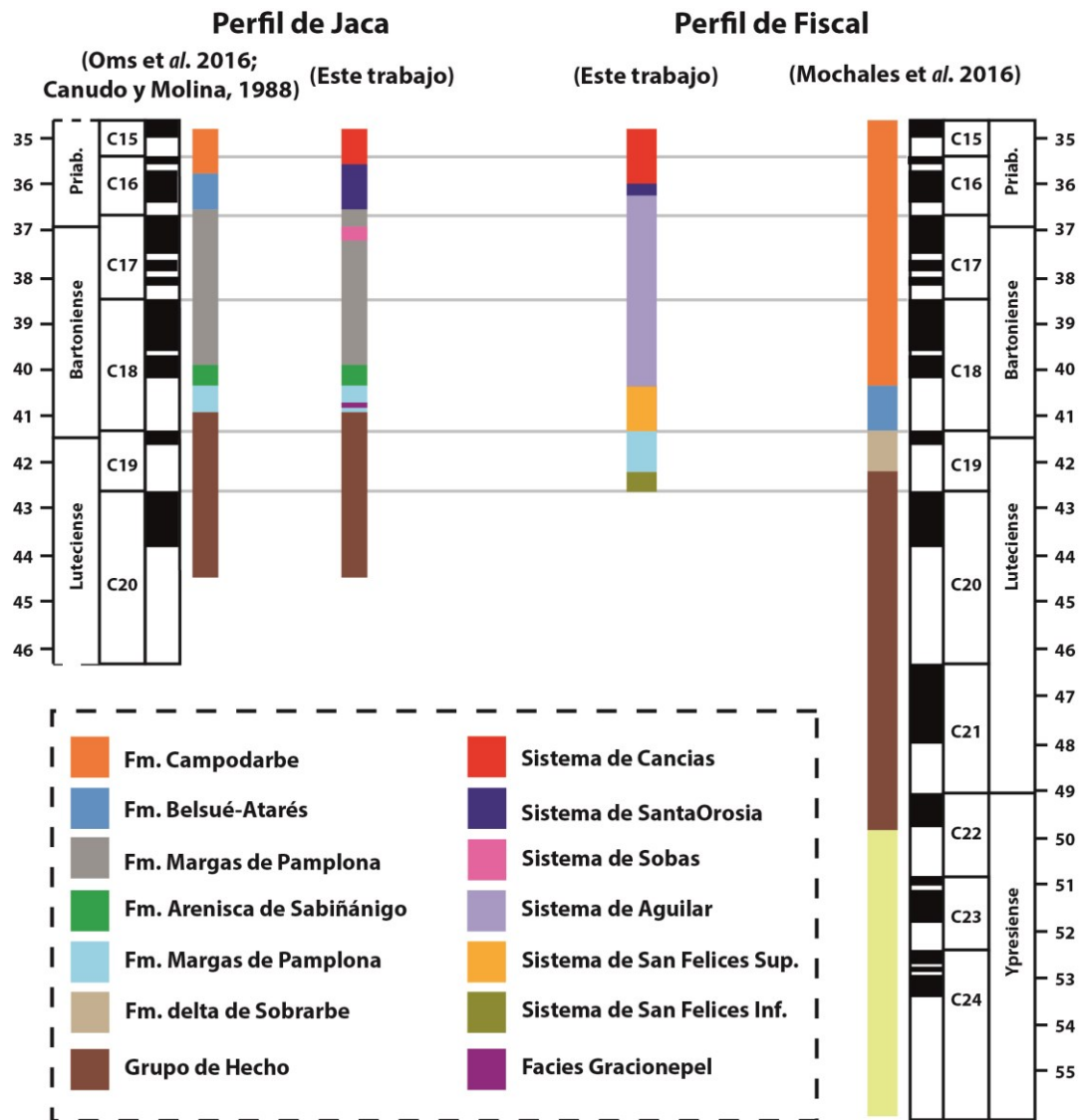


Figura 7-1. Comparación entre la correlación magnetostratigráfica (líneas grises) a partir de los resultados de paleomagnetismo entre el sector de Fiscal (derecha) y el sector de Jaca (izquierda), y las equivalencias litoestratigráficas entre ambos sectores y los equivalentes de la presente tesis. Datos paleomagnéticos tomados de Canudo y Molina (1988), Oms et al. (2003) y Mochales et al. (2016).

El primer problema que se presenta es la interpretación de la Unidad de San Felices (siguiendo la nomenclatura propuesta Mochales et al., 2016) o sistema de san felices inferior en este trabajo como relleno de un canal turbidítico (Mochales et al., 2016) de la cual se difiere en este trabajo. El estudio de las columnas estratigráficas llevadas a cabo a lo largo del Valle del Ara, se ha observado que esta unidad presenta facies propias de ciclos hiperpicnales (ver capítulo 5 y anexo 2) que evolucionan hacia el oeste hacia facies de plataforma abierta (ver capítulo 5). El conjunto de depósitos observado involucra todo el espectro de facies de un delta dominado por avenidas (en el sentido de Mutti et al., 1996; 2000) donde, eso sí, dominan más los procesos asociados de frente deltaico medio y distal que los proximales, ya que solo se observan facies de desembocadura de manera puntual. Otra particularidad de este sistema sobre

el superior (Arenisca de Sabiñánigo) es la presencia frecuente de niveles de inestabilidades o *slumps*, en ocasiones con bloques de grandes dimensiones. Estos niveles se interpretan como el reflejo de la cercanía de este sistema con el margen de plataforma, el cual estaría definido por el anticlinal de Boltaña, que durante este tiempo estaría en movimiento (Mochales, 2012; Muñoz et al., 2013; Mochales et al., 2016). Los depósitos de *slumps* de grandes dimensiones se generarían en periodos activos de la fase de deformación, con los bloques incluidos en estas facies presentando las mismas características de los sedimentos de frente deltaico que estabilizan la plataforma construida por el propio delta durante los periodos de calma tectónica (Mutti et al., 1988). Esta observación sugiere y sustenta la teoría de la existencia de un delta de margen de plataforma en la vecindad del anticlinal de Boltaña, cuya mayor parte se encontraría erosionada en la actualidad por la exhumación del anticlinal de Boltaña, restando únicamente la Unidad de San Felices como evidencia de su actividad.

Según las petrofacies de la cuenca de Jaca propuestas por Roigé et al. (2017), los sedimentos presentan una procedencia este, y en este caso se interpreta que estarían relacionados con el complejo deltaico del Sobrarbe, estudiado en detalle en numerosos trabajos (Van Lunsen, 1970; DeFederico, 1981; Mutti et al., 1988; Wadsworth, 1994; Hall, 1997; Muñoz et al., 1998; Dreyer et al., 1999; Grasseau, 2016). De esta manera, las paleocorrientes de la Unidad de San Felices, con una dirección dominante hacia el sur, serían consecuencia del entrapamiento de este sistema por parte de la topografía creada entre los anticlinales de Boltaña y sus diferentes pliegues menores asociados (i.e. sinclinal de Jánovas, anticlinal de San Felices). Los equivalentes distales de su parte basal cambian rápidamente de facies y no pueden diferenciarse en el área de Fiscal, mientras que la parte superior sufre un importante cambio de facies a depósitos de plataforma abierta, visibles en la ermita de Albella (sección 6-Albella), con margas asociadas y niveles puntuales de turbiditas de talud. Teniendo en cuenta las paleocorrientes observadas (hacia el sur), la sucesión equivalente de la Unidad de San Felices en el área de Fiscal correspondería por tanto a un margen lateral del sistema. De este modo, los sedimentos deltaicos con entrada del este y canalizados a través del sinclinal de Jánovas, se dispersarían a través del sinclinal de Santa Orosia-Canciás, desarrollando taludes tanto al oeste del sector de Fiscal como en el margen este del sector de Jaca. Este tipo de interacciones entre sistemas de margen de plataforma/talud y la topografía local asociada a la actividad tectónica presente en la cuenca ya ha sido documentada también en la cuenca de Aínsa en numerosos trabajos realizados (e.g., Farrel, 1984; Mutti et al., 1988; Muñoz et al., 1994; Millington y Clark, 1995; Gawthorpe et al., 2000; Pickering y Corregidor, 2005; Arbués et al., 2007; Dakin et al., 2013; Bayliss y Pickering, 2015).

La combinación entre la reinterpretación del sistema de San Felices inferior presentada anteriormente, junto con los resultados de paleomagnetismo presentados por Mochales et al. (2016)(Fig. 7-1) sugiere que:

- El sistema deltaico de San Felices inferior (parte superior correspondiente al grupo hecho dentro de al C20n) era contemporáneo con la parte basal y media del sistema turbidítico de Jaca.
- La Formación Delta del Sobrabe, (en el sentido de Mochales et al, 2016) o margas de Larrés en este trabajo (Fig.7-1) se correlacionaría temporalmente con el sistema turbidítico de Jaca superior (Remacha et al., 1988).
- La formación Belsué-Atares o sistema de San Felices superior correspondería al sistema turbidítico de Rapitán, más la Formación de las Margas de Larrés en el sector de Jaca.

Hasta aquí, las equivalencias propuestas, presentan una segunda problemática de carácter paleogeográfico. Los sistemas turbidíticos de Jaca muestran una procedencia este (Remacha et al. 1988; Remacha y Picart, 1991; Roigé et al., 2016) y en la cuenca de Jaca se presentan con facies de lóbulo turbidítico con lo cual es difícil relacionarlas con los delta presentes en el sector Fiscal sin la existencia de elementos de cañón ni canal turbidítico y tampoco, ningún tipo de discordancia erosiva en los taludes deltaicos propuestos que pudieran indicar dicha relación entre las turbiditas de Jaca y el delta de Belsué Atarés en Fiscal (Mochales et al., 2016). También resulta difícil la comprensión de dicha relación y de cómo pueden realizar-se cambios tan bruscos de ambientes de sedimentación sin la existencia de procesos tectónicos entre ambos sectores. Como por ejemplo si sucede entre la cuenca de Ainsa y la de Jaca a partir de anticlinal de Boltaña.

Por encima del sistema de Belsué- Atarés o San Felices superior en este trabajo, existe un nuevo sistema deltaico regresivo/transgresivo (Sistema de Aguilar) con procedencia este (Roigé et al., 2017) que hacia el oeste se divide del sistema deltaico infrayacente por la irrupción de las Margas de Pamplona que ganan en potencia de manera progresiva hacia el oeste (Anexo 1). El sistema de Aguilar se contiene dentro del Campodarbe en el trabajo de Mochales et al., (2016) junto a los sedimentos continentales discordantes suprayacentes pertenecientes al sistema de Cancias. En este contacto esta contenido el tiempo de formación del sistema de Santa Orosia en el sector de Jaca y cuya expresión en el sector de Fiscal se encuentra dentro de los sedimentos marinos que se pierden por completo a las proximidades de Ligüerre de Ara.

Con la intención de resolver los conflictos mencionados anteriormente entre dataciones y sus implicaciones paleogeográficas, se realizó un estudio paralelo de biozonación de nanoplancton, cuyos resultados se incluyen en el trabajo de final de grado presentado por Isern (2016). A pesar de que la mayoría de los límites de biozona que aparecen en la sección de Jánovas son difusos, sí pudo establecerse un límite claro entre las biozonas CP13 y CP14 de la clasificación de Okada y Bukry (1980) y que se encuentra dentro de la NP16 de Martini (1970). Este cambio se da dentro del cron 19, interpretado como 20 en el estudio de Mochales et al. (2016, Fig. 7-3). Estos cambios de crones revisados a partir de los

resultados del estudio del nanoplancton sugieren una equivalencia alternativa a la propuesta en trabajos anteriores, entre la sedimentación del sistema de San Felices con el sistema deltaico del Sobrarbe en el sinclinal de Santa María del Buil (Muñoz et al., 2013) y con la parte inferior de la Formación Margas de Larrés en el sector de Jaca (Figura 7-4) (Canudo y Molina, 1988; Oms et al., 2003).

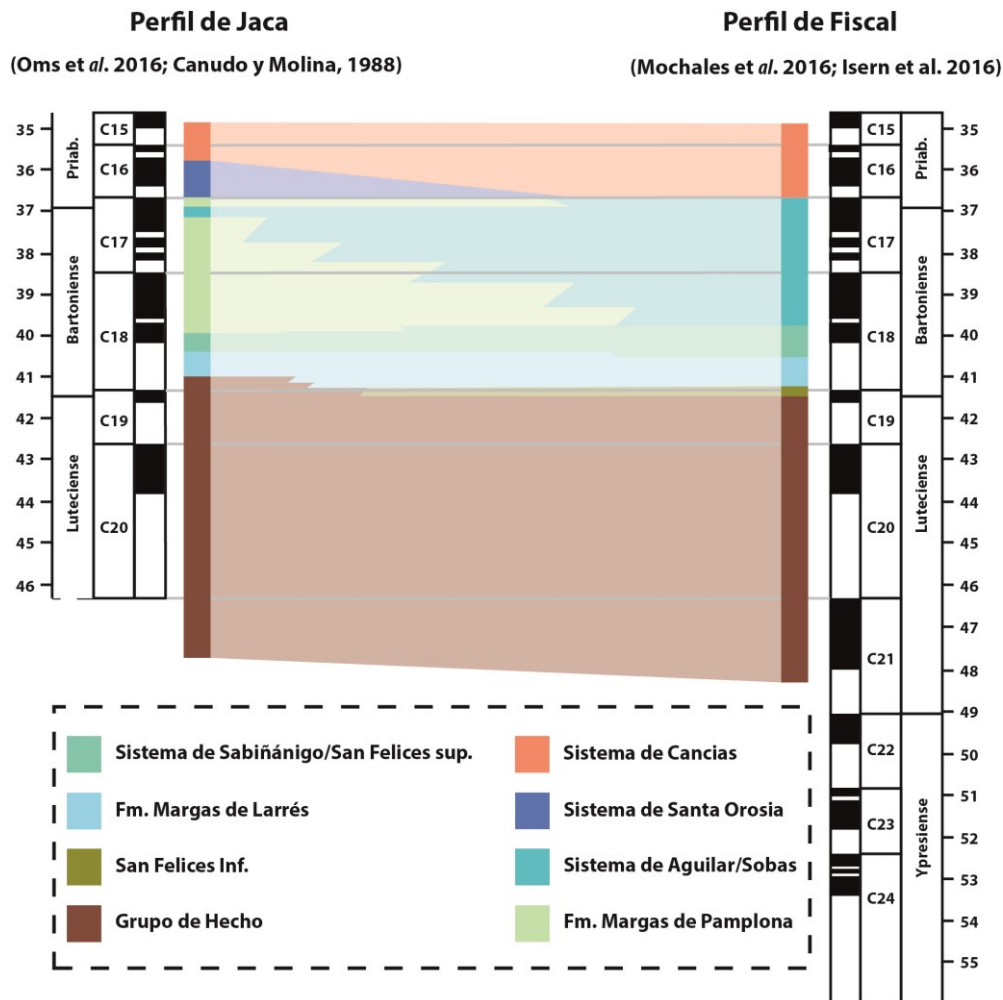


Figura 7-2. Ajuste de equivalencias cronostratigráficas entre los sectores de Fiscal y Jaca a partir de los datos de nanoplancton de Isern (2016) junto a las unidades presentes en el estudio de esta tesis. Datos paleomagnéticos tomados de Canudo y Molina, 1988, Oms et al. 2003 y Mochales et al. 2016.

A partir del reajuste de los crones presentes en la sección de Jánovas junto a la estratigrafía propuesta en esta tesis se establecen las relaciones siguientes:

- El sistema de San Felices inferior en el sector de Fiscal, se desarrolla de manera coetánea a el Canal de Rapián y la parte inferior de las marga de Larrés en el sector de Jaca. En el tramo inferior de las Margas de Larrés (sector Jaca) se describen las facies Gracionepel (Puigdefábregas, 1975) (ver Capitulo 4). A falta de dataciones precisas, el nivel de Gracionepel se encuentra ubicado en el interior de las Margas de Larrés por debajo de la arenisca de Sabiñánigo, en el interior del sinclinal de Jaca formando en esencia un talud deltaico. Este nivel podría entenderse

bajo dos puntos de vista. El primero de ellos relacionados con relacionado con los niveles de deformación presentes en la parte baja de la arenisca de Sabiñánigo en el sinclinal de Santa Orosia que desarrollaría sus taludes hacia el oeste o una segunda opción que estaría relacionada con la existencia de un primer sistema deltaico ubicado al norte que en su momento ya alimentaría el canal de Rapitán de la cuenca de Jaca y que hoy no tendría expresión física en la cuenca debido que estaría ubicado en lo que hoy conforma el bloque superior del cabalgamiento de Otúria y estaría erosionado por completo. Si se tratara de la primera opción estas facies deberían incluirse dentro del sistema de Sabiñánigo y no dentro de del sistema de San Felices inferior.

- La primera progradación deltaica correspondiente a la Formación de las Margas de Larrés y la Formación de la Arenisca de Sabiñánigo en el sector de Jaca equivaldría en tiempo a las Margas de Larrés y el sistema de San felices superior en el sector de Fiscal
- El sistema regresivo/transgresivo de Sobas con procedencia este (Roigé et al, 2016, 2017) en el tramo alto de las margas de Pamplona, coincidiría en tiempo con el ciclo regresivo/transgresivo del sistema de Aguilar en el sector de Fiscal

Por encima de estos sistemas deltaicos ya es posible reseguir los limites correspondientes a Santa Orosia, que en Fiscal pueden observar-e en la sección-6 de Canciás y que corresponden a los últimos sedimentos marinos con procedencia norte (Roigé et al., 2017) y por último y de manera discordante sobre los sedimentos del sistema de Aguilar-Sobas y santa Orosia en ambos sectores.

7.2.- El sistema deltaico de Sabiñánigo: relaciones entre la tectónica y la sedimentación

A gran escala, el sistema deltaico de Sabiñánigo, junto a el sistema de San Felices Superior, se desarrolla en un lapso de tiempo de alrededor de 1 Ma (Oms *et al.* 2003; Labaume *et al.*, 2016; Fig. 7-2), lo que correspondería a una secuencia deposicional de tercer orden (según Vail *et al.*, 1977; Mutti *et al.*, 1994; Miall *et al.*, 2000) (Fig. 7.3).

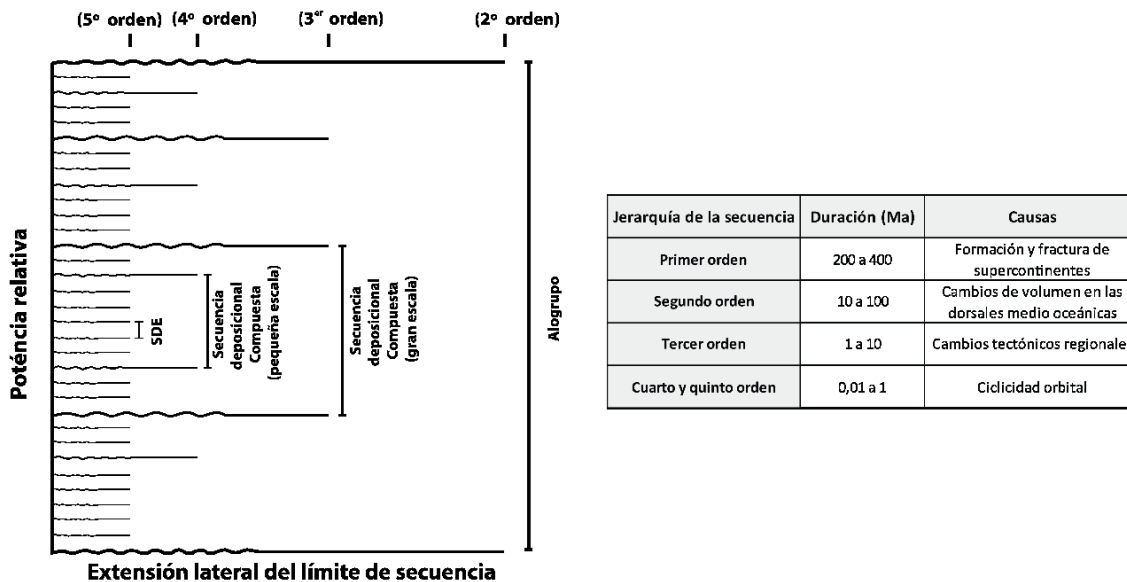


Fig. 7-3. Jerárquicas de las secuencias deposicionales en referencia a sus implicaciones dentro de la cuenca, duración y las causas de cada uno de sus órdenes jerárquicos. (Modificado de Vail et al., 1977; Mutti et al., 1994 y Miall, 2000).

De manera general, las parasecuencias presentes en el sector de Fiscal presentan una mayor potencia respecto a las parasecuencias identificadas en el sector de Jaca (Fig. 7-4). Esta característica contrasta con lo que se debería, ya que debido a sus posiciones relativas en la cuenca, en el sector de Jaca (más distal) las parasecuencias deberían de presentar una mayor potencia que las localizadas en el sector de Fiscal (más proximal). El motivo por el cual se daría esta disparidad entre sectores sería consecuencia de la tectónica presente en el interior de la cuenca durante la sedimentación deltaica.

En el caso de la zona de Fiscal, la sección se encuentra adosada en el flanco oeste del anticlinal de Boltaña (actividad de 42,5 a 38 Ma según Labaume et al., (2016)), el cual se desarrolla como un anticlinal de rampa oblicua debido al avance diferencial entre los cabalgamientos presentes al norte de Jaca y los presentes en la unidad Surpirenaica central (Puigdefàbregas, 1975; Poblet y Hardy, 1995; Millán et al., 2000; Soto y Casas, 2001; Fernández et al., 2004). El crecimiento de esta estructura generaría una subsidencia flexural de manera local en el sector de Fiscal que aportaría el aumento de espacio de acomodación disponible en el tiempo de sedimentación del sistema de San Felices superior, que comportaría este aumento en la potencia de las parasecuencias caracterizadas.

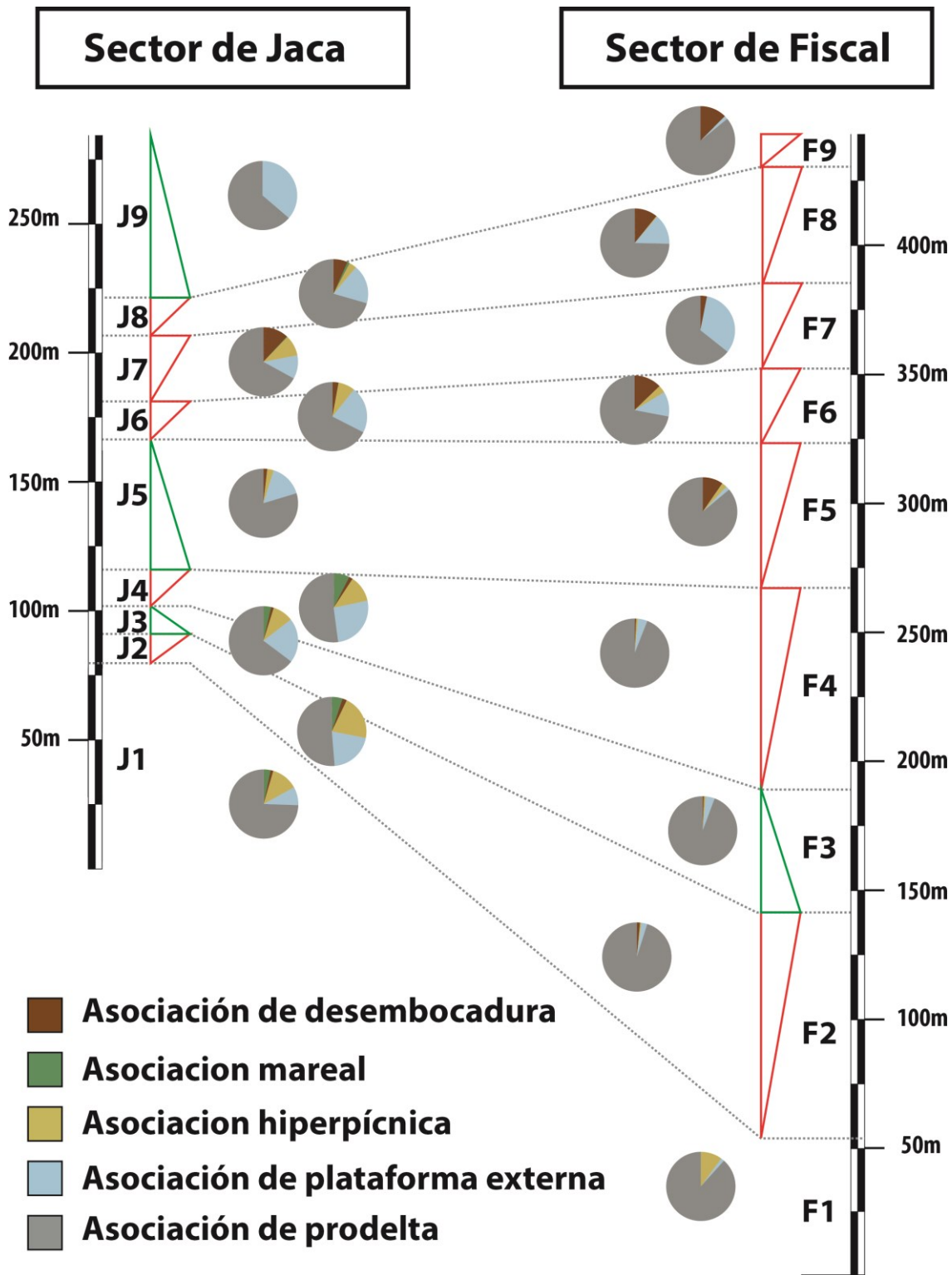


Fig. 7-4. Comparativa entre la ciclicidad observada en los sectores de Jaca y Fiscal. Los gráficos circulares representan el porcentaje total de cada asociación de facies presentes en cada parasecuencia, y que se usan para establecer la tendencia transgresiva/regresiva (T/R) de cada una de ellas respecto a la anterior.

Por otro lado, en el sector de Jaca el hecho de que las parasecuencias cuenten con menos espacio de acomodación que en el sector Fiscal, se podría deber a la acción de las estructuras emergentes, que

provocarían una relativa exhumación del sinclinal de Santa Orosia, con una consecuente reducción del espacio de acomodación en esa área. Las estructuras identificadas en el sector de Jaca que, debido a su posición en la cuenca, podrían afectar a la sedimentación deltaica son el cabalgamiento de Otúria y el cabalgamiento de Jaca/anticlinal de Basa.

Al cabalgamiento de Otúria se le atribuye un rango de edades más jóvenes que el sistema deltaico de Sabiñánigo (38,9 – 32 Ma en el sentido de Labaume *et al.*, (2016)) al igual que el cabalgamiento de Jaca /anticlinal del Basa (36,7 – 30.5 Ma en el sentido de Labaume *et al.*, (2016)). Ante estas edades de actividad tectónica, debería descartarse la relación de estas estructuras con la sedimentación del sistema de Sabiñánigo. No obstante y como se detallará más adelante, algunas de las parasecuencias del sistema de Sabiñánigo presenta un fuerte acuñaamiento hacia el norte del sinclinal (secciones 14 y 15 Larrede-A y –B) (Anexo 2) con lo que habría que asumir una edad ligeramente más joven para esa el cabalgamiento de Otúria

En el caso del anticlinal de Basa sin embargo no existen tantas evidencias de que dicha estructura afecte a la sedimentación deltaica. El aumento drástico de la acomodación que se observa entre ambos flancos del anticlinal debido a la cercanía entre ambos hoy en día, podría explicarse como un aumento progresivo de la profundidad de la cuenca asumiendo el acortamiento de 4,8 km (Labaume *et al.*, 2016) que ha sufrido el anticlinal de Basa. Por otro lado, el ligero acuñaamiento de las parasecuencias el este del flanco norte del anticlinal de Basa (Anexo 2), debe tomarse con precaución ya que se trata de una correlación perpendicular al transporte tectónico, e idealmente debería observarse en correlaciones paralelas a la dirección de transporte tectónico.

En resumen, el factor que se considera más determinante a la hora de causar ese cambio de acomodación entre ambos sectores sería la subsidencia flexural que generada por el anticlinal de Boltaña en el sector de Fiscal.

Analizando más en detalle las relaciones que existen ciertas particularidades entre ambos sectores en cuanto a la tendencia o patrón de apilamiento de cada una de las parasecuencias, lo que podría indicar una variación o respuesta diferencial de los factores de control, ya sean alogénicos o autogénicos.

El primer cambio importante entre sectores se produce en la parasecuencia 5. Si observamos esta parasecuencia Así pues, de la unidad J1-F1 a la J4-F4 junto con la J6-F6 a J8-F8, mantienen patrones progradacionales sin observar interrupciones entre los dos sectores indicando una mayor influencia alocíclica regional dominante (i.e. eustatismo, tectónica, clima), en los factores de evolución deltaica. Por el contrario, las unidades J5-F5 y J9-F9 no sucede lo mismo, y sugiere la influencia de otros factores, de naturaleza y alcance más local, y probablemente combinados con procesos autogénicos.

En el caso de la unidad F5, en el sector de Fiscal presenta un elevado grado de progradación respecto a la parasecuencia inferior F4 (Fig. 7-4); en cambio en el sector de Jaca, J5 presenta un apilamiento transgresivo si tomamos como referencia la parasecuencia J4 transgresivo, en el cual la sedimentación de facies de frente deltaico proximal se ve reemplazada por facies de plataforma abierta, con irrupciones puntuales de lóbulos hiperpícnicos distales y nuevamente niveles de desembocadura hacia la parte alta (Anexo 2). Si se observa la correlación de dicha J5, llama la atención el aumento del espacio de acomodación disponible junto a un acuñamiento contra los márgenes norte y sur. Este hecho se debe a un desarrollo sintectónico de la unidad J5 que ya se observa en las unidades J3 y J4, (Anexo 2) con el cabalgamiento de Otúria. En el caso de la unidad J5 podría generar cambios en las áreas de drenaje y transferencia impidiendo de manera temporal, la llegada de sedimentos con procedencia norte reflejando una transgresión forzada que permite el paso de los sedimentos de los sistemas del este que mantienen un elevado carácter progradante (Fig 7-4 y anexo 2) hacia el sinclinal de Santa Orosia.

Por último, la unidad F9/J9 muestra una configuración similar a la unidad F5/J5, con un patrón progradacional en el sector de Fiscal y retrogradacional en sector de Jaca; a esta configuración se le atribuyen causas similares a las descritas, con un movimiento tectónico de carácter diferencial. Destaca el hecho de que en el flanco norte del anticlinal del Basa toda la sedimentación se da en forma de pequeños niveles puntuales de sedimentos de plataforma abierta bajo un dominio de prodelta talud, mientras que en el flanco sur, domina la sedimentación de plataforma abierta. Debido a esta inicio a la trasgresión de los sistemas de procedencia norte, el espacio libre en el sector de Jaca puede ser ocupado por los sistemas de procedencia este que se mantienen en tendencia progradacional.

A techo de la parasecuencia 9 transgresión se generaliza en ambos sectores, representada por las Margas de Pamplona y posteriormente se restablece la progradación a partir del sistema deltaico de Sobás (ver Capítulo 4).

7.3.- El sistema deltaico de Sabiñánigo como ejemplo de sistema dominado por avenidas. Implicaciones entre las tasas de aporte y la sedimentación.

Como se describe en el apartado anterior, el sistema deltaico de Sabiñánigo muestra grandes evidencias de la influencia de factores de control relativos a la tectónica regional, sin descartar una menor aunque más que probable influencia glacio-eustática. De esta forma se podría incluir en una secuencia tectono-estratigráfica de tercer orden, ya que por definición, las de cuarto y quinto orden obedecen a factores principalmente de tipo climático y orbital (ciclos de Milankovitch) y otros de abasto mucho más local en su arquitectura (Mutti et al., 1994).

A lo largo de todo el sistema de Sabiñánigo en el sector de Jaca, se observa una compartimentalización de los sedimentos más gruesos (areniscas de grano medio a conglomerados) en el sinclinal de Santa

Orosia, y de los más finos el flanco sur del anticlinal de Basa (ver paneles de correlación en Anexo 2). La transición de unos a otros carece de representación física, ya que en la zona de Fablo, donde se produce el cierre del anticlinal de Basa, se encuentran cubiertos por vegetación, impidiendo el estudio detallado de las facies.

El sistema de Sabiñánigo del sector de Jaca ambos flancos del anticlinal de Basa presentan sub-ambientes sedimentarios distintos. Por un lado, el flanco norte presenta un dominio de ambientes de desembocadura alternados con ciclos de hiperpicnitas y sistemas de barras mareales, mientras que en el flanco sur se muestra una clara dominancia de la facies de plataforma abierta con hiperpicnitas distales de frente deltaico distal y prodelta. Por un lado, se observa como los procesos de sedimentación tractiva se encuentran confinados en el sinclinal de Santa Orosia, mientras que los sedimentos producto de la suspensión turbulenta dominan en el flanco sur del anticlinal de Basa.

Los sistemas de barras de desembocadura muestras junto a los canales terminales observados de manera puntual en el flanco norte del sinclinal presentan paleocorrientes que oscilan entre oeste y el sur-oeste al igual que las hiperpícnitas, aunque estas últimas también presentan paleocorrientes en direcciones en sentido contrario producto de la afectación de los flujos combinados producidos por la interacción entre el flujo entrante de sedimento y el oleaje propio de la cenca. Las facies mareales también presentan paleocorrientes bidireccionales per en direcciones prácticamente paralelas al eje de la cuenca en direcciones prácticamente este-oeste. En estas barras mareales, que dominan el flanco sur del sinclinal de Santa Orosia durante la primera unidad progradante del sistema de Sabiñánigo (Anexo 2), se han detectado de manera evidente y mediante estudios petrográficos (Roigé et al., 2016 y Roigé, 2018) aportes de sedimentos con procedencia este junto a los de procedencia norte. Esto refleja una condiciones de régimen submareal dominante a lo largo de esta primera unidad, en la los sedimentos de norte no se imponen de manera clara en la cuenca de Jaca permitiendo a los corrientes de marea redistribuir los sedimentos los sedimentos de ambas áreas fuente y formar dichas barras mareales.

La segunda unidad dentro del sinclinal, se inicia con la parasecuencia con la transgresión forzada de la parasecuencia transgresiva J5 (ver apartado 7.2 y anexo 2). Por encima de este conjunto de facies de plataforma abierta se inicia nuevamente la progradación deltaica, sin embargo este caso con más irrupciones de sistemas de barras de desembocadura que de barras mareales. Estas barras mantienen las paleocorrientes entre el oeste y suroeste y en un primer estadio se ubican en el extremo sureste del Sinclinal de Santa Orosia con ciclos hiperpicnales equivalentes hacia el noroeste. Hacia techo, y a medida que se va reduciendo el espacio de acomodación generado por el pulso tectónico del cabalgamiento de Otúria, los sistemas de barras de desembocadura se suceden a lo largo de todas las secciones del flanco norte al igual que sucede con los ciclos hiperpicnales. Los sistemas de barras mareales de barras mareales observados son de menores dimensiones que en el ciclo anterior y se desarrollan en los espacios de bahía

en condiciones de régimen submareal creados entre los sistemas de barras de desembocadura hiperpícnica.

En el flanco sur, la primera unidad se caracteriza por facies de ciclos de hiperpicnitas y plataforma abierta en clara progradación del sistema deltaico. Los ciclos de hiperpicnitas, presentan paleocorrientes hacia el sur-suroeste y se presentan facies más distales que las observadas en el flanco norte. Estos ciclos, que batimétricamente se encontrarían por debajo del límite de acción de las mareas, con lo que no presentan interacción mareal y presentan facies más distales que los ciclos de hiperpicnitas del flanco norte. Estos ciclos se reaccionarían con los sistemas de desembocadura presentes en el margen norte del sinclinal de Santa Orosia. Por último y ha techo de esta unidad, el dominio de la generación de barras mareales se traduce en el desarrollo de plataformas externas con distintos grados de bioturbación y contenido fósil, que se extienden de manera progresiva hacia la vertical de Jaca donde dan lugar al *rollover* de la plataforma para pasar a dominios de talud con margas masivas y pequeñas inestabilidades sedimentarias. En la segunda unidad de este flanco, después de la transgresión representada en la parasecuencia basal (J5, Fig. 7-6) representada por un dominio margoso que hacia techo inicia la progradación nuevamente con facies de plataforma abierta. En esta unida estas plataformas se extienden por toda la cuenca hasta la sección 27-Berdún y en vertical, hasta la parasecuencia 8. A lo largo de este ciclo no se han observado sedimentos de tipo hiperpícnico de manera clara. No obstante, es común observar el patrón de gradación inversa/normal típico de las avenidas hiperpínicas, en este caso con niveles con elevada bioturbación generada durante los periodos de recurrencia entre avenidas, y de manera puntual niveles con alternancias milimétricas de limo/arcilla producto de la corriente residual de la avenida hiperpícnica. También se observan niveles con laminación cruzada de tipo hummocky, lo cual indica afectación de flujo combinado con dominancia de la componente oscilatoria atribuida a la afectación del oleaje (Tinterri, 2003, 2011; Mutti et al., 2007).

El estudio del sistema de San felices inferior, aflorante en el sector de Fiscal (Anexo 1 y 2), presenta una más dificultades a la hora de realizar un estudio tan detallado como en el sector de Jaca ya que solo se puede estudiar en una dimensión que además se trataría de un margen lateral del mismo. En general, presenta un domino mayor de facies prodeltaicas que en el sector de Jaca si solo se tiene en cuenta la zona del sinclinal de Santa Orosia. Las facies más proximales se ubican el extremos este del sector, en las proximidades del sinclinal de Santa Orosia (sección 2- San Felices). En la primera unidad se caracterizan por ciclos hiperpínicos mostrando ciclos de Waxing/waning que en general presenta capas delgadas masivas intercaladas con margas que hacia el este contienen estructuras de flujo combinado. Estos ciclos de hiperpicnitas se alterna con episodios de sedimentación de plataforma externa y facies de talud. Los sistemas de barras de desembocadura de esta son escasos y de poca potencia y no llegan a presentar evolución lateral a facies hiperpínicas. La segunda unidad o de este sistema no presentan un cambio

lateral a facies un aumento de la facies de proximales en su tramo basal con la generación de barras de desembocadura de mayor entidad y que nuevamente no se aprecia un tránsito a ciclos hiperpícnicos son que directamente dan paso a facies de pies de barra en la parte media del valle de fiscal (sección 4-Albella) y a facies de plataforma abierta. Es a partir de esta parte media/alta que se produce un hecho característico que se produce un pequeño retroceso de los sistema de desembocadura quedando nuevamente relegas al extremo este mientras que en reto del sistema aflorante en el sector de Fiscal es monopoliza por facies de plataforma y margas con altísimo contenido en nummulites en sus dos formas así como en menor grado discociclinas. En este trabajo se interpreta al hecho de que por motivos probablemente tectónicos (aunque no se tiene la total certeza) la sedimentación de este sistema se desplazaría hacia el sureste a través del sinclinal de Canciás dejando el valle de Fiscal como una zona protegida donde se produciría la colonización de estos organismos sin la irrupción de sedimento

Teniendo en cuenta las características principales el sistema deltaico de Sabiñánigo/San Felices inferior, este podría describirse como un sistema deltaico dominado por avenidas, en el cual sus sedimentos groseros se concentran en áreas próximas a la desembocadura, y los sedimentos finos tienen una amplia expansión a lo largo de la cuenca. Todas las facies intermedias a distales presentan características asociadas a flujos hiperpícnicos y diferentes estructuras de flujo combinado. Al final de cada avenida fluvial se observan diferentes grados de bioturbación en zonas intermedias y distales o influencia mareal en las áreas proximales (Sinclinal de Santa Orosia). La presencia de estructuras de tipo hummocky en sedimentos de plataforma abierta sugieren que el sistema deltaico de Sabiñánigo en el área de Jaca se comportó como un sistema deltaico somero, de bajo gradiente, y con una amplia plataforma asociada, particularmente en la segunda unidad progradante en el sector de Jaca. También el hecho de que el sistema no presenta desarrollo de sistemas turbidíticos importantes más allá de algún nivel turbidítico de escasos centímetros en sus áreas más distales, así como niveles puntuales de slumps de poca entidad (flanco sur del anticlinal de Basa), apoyan la idea que el sistema se desarrolló sobre una plataforma extensa, y que el sistema deltaico jamás llegó a zonas próximas al margen de dicha plataforma exceptuando el tramo inferior en el sector de Jaca. Este hecho podría ser debido a la progresiva colmatación de la cuenca de Jaca durante el tránsito Bartonense-Priabonense, y al limitado espacio de acomodación de la misma.

Respecto a la arquitectura del sistema deltaico en el sector de Jaca, en sus zonas proximales muestra un patrón de apilamiento prácticamente agradacional, con evidencias de compensación lateral de los sistema de barras de desembocadura, que otorgarían al sistema una morfología lobulada del frente deltaico, típica de algunos deltas dominados por el aporte fluvial, como los deltas modernos de Wax Lake y Atchafalaya, o ejemplos fósiles como el Panther Tongue o el Perrin Delta (Olariu y Bhattacharya, 2006) (Fig. 7-7). Dependiendo de cada parasecuencia que se considere, tanto la potencia como con la extensión

de estos sistemas de desembocadura puede variar (Anexo 2). No obstante, y de manera general, un aumento del espacio de acomodación disponible en cada parasecuencia implica una menor extensión y mayor potencia media en los sistemas de barra de desembocadura. Estos resultados evidenciarían un mayor control de la acomodación frente al aporte de sedimento en la morfología de los sistemas de desembocadura.

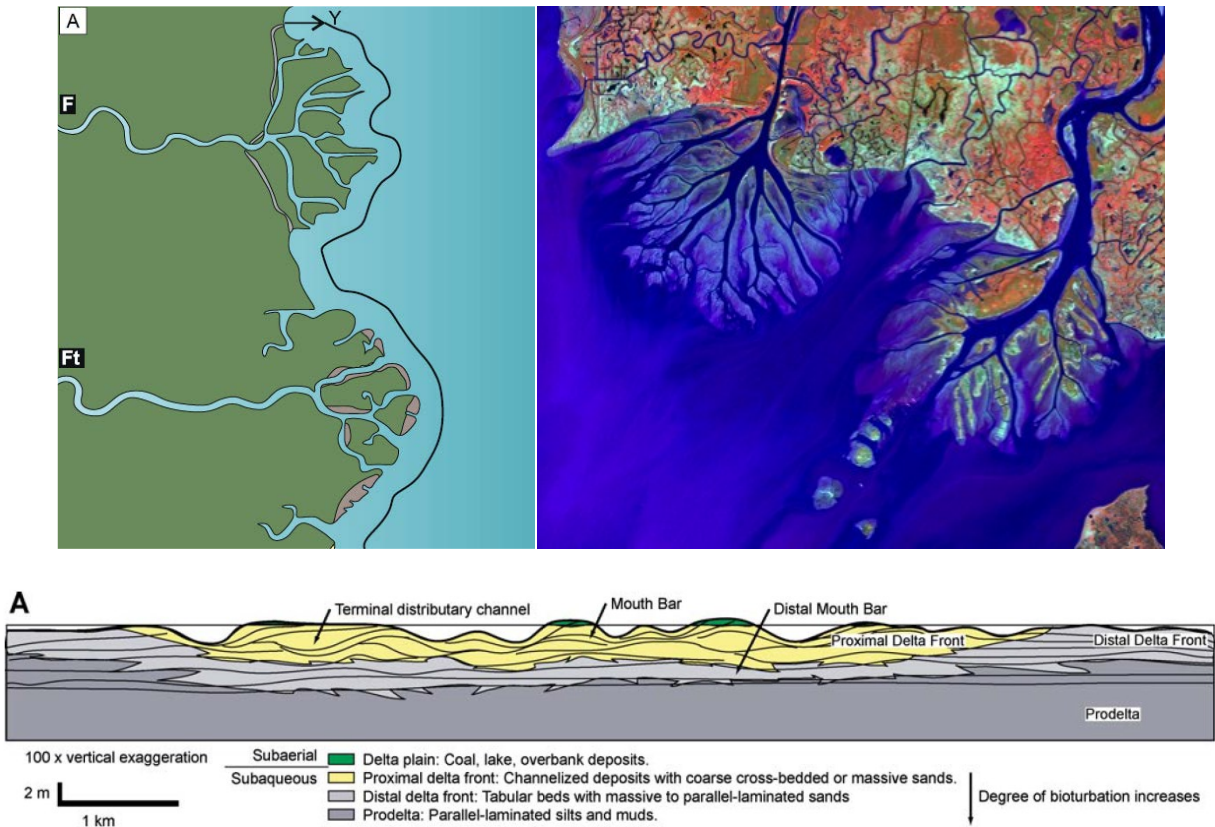


Figura 7-7. A) Arquitectura lobulada típica de deltas dominados por el aporte fluvial (F) y con influencia mareal (Ft) (Shiers et al., 2017). B) Vista en planta de los deltas modernos de Wax Lake y Atchafalaya, en USA (Google Earth). C) Compensación lateral de lóbulos deltaicos típica de una sección transversal (Olariu and Bhattacharya, 2006).

Dependiendo de cada parasecuencia que se considere, tanto la potencia como con la extensión de estos sistemas de desembocadura puede variar (Anexo 10.2). No obstante, y de manera general, un aumento del espacio de acomodación disponible en cada parasecuencia implica una menor extensión y mayor potencia media en los sistemas de barra de desembocadura. Estos resultados evidenciarían un mayor control de la acomodación frente al aporte de sedimento en la morfología de los sistemas de desembocadura.

Sin embargo, al analizar el comportamiento de las clinoformas en el flanco sur del anticlinal de Basa, la trayectoria del rollover entre topset/foreset indica una tendencia consistentemente progradacional del sistema, exceptuando las últimas parasecuencias donde esta tendencia es prácticamente transgresiva.

De estas tendencias se desprendería que el factor dominante a escala de clinofomas es el aporte de sedimento (anexo 2).

En definitiva, esta tendencia progradacional representaría un dominio del aporte respecto a la generación de espacio de acomodación, al menos a escala de parasecuencias. En el caso del sistema deltaico de Sabiñánigo, este dominio del aporte frente al espacio de acomodación obedece principalmente a causas tectónicas, en particular por el emplazamiento del cabalgamiento de Oturia y anticlinal de Basa para el sistema de procedencia norte y el movimiento del anticlinal de Boltaña para el sistema de aporte este. La actividad sin-sedimentaria de dichas estructuras habría controlado no sólo la relación aporte/acomodación sino también la posición de las principales zonas de transición sedimentarias, y estas quedarían registrada en la arquitectura del sistema deltaico de Sabiñánigo.

Con todo lo descrito anteriormente el sistema deltaico de Sabiñánigo se clasifica como un delta de plataforma interna (en el sentido de Porebski y Steel, 2006), controlado por la tectónica y dominado por avenidas (en el sentido de Mutti et al., 1996), y que en momentos transgresivos obedecería a un delta de bahía en el caso del sistema con aporte norte tal y como indicaría el retrabajamiento mareal de sus facies.

Capítulo 8

8.-Conclusiones

- I. La cartografía geológica de las unidades litoestratigráficas que se definen en esta tesis ha permitido diferenciar ocho sistemas sedimentarios distintos, que forman el relleno de la cuenca de Jaca, desde el final de la sedimentación de los ambientes marinos profundos del Grupo de Hecho hasta el sistema más joven representado en el sistema aluvial de San Juan de la Peña. La integración de estos resultados con las dataciones disponibles sugiere que estos sistemas pueden considerarse secuencias tectonosedimentarias que entran en el orden de las escalas sísmicas de tercer orden (secuencias deposicionales en el sentido de Vail et al., 1977). Estos sistemas presentan la siguiente evolución espacio/temporal:
 - a. En el sector de Jaca, se inicia con la transición desde el sistema turbidítico de Rapitán (con procedencia norte) hacia las margas de Larrés inferiores. Este episodio coincide en tiempo con la irrupción del sistema de San Felices inferior en el sector de Fiscal. Este último, está relacionado con los sistemas desarrollados al este como el delta de Sobrarbe y se construye a partir de flujos hiperpícnicos confinados las partes de flujos de alta concentración en el conducto estructural de San Felices. En cambio, sus términos de baja concentración son capaces de escapar al control estructural para extenderse a lo largo de todo el sector de Fiscal en un contexto de plataforma externa/talud.
 - b. Las unidades mencionadas anteriormente, en la cuenca de Jaca central, se ven sucedidas estratigráficamente por facies progradantes de plataforma externa/talud, incluyendo la arenisca de Sabiñánigo. Este sistema en el sector de Jaca recibe aportes sedimentarios con procedencia este correspondientes al sistema de San Felices Superior presente en el sector de Fiscal.
 - c. Después de una transgresión regional a techo del sistema de Sabiñánigo, se reestablece la progradación deltaica de este a oeste dando lugar al sistema deltaico de Aguilar-Sobás (3), relacionado con los sedimentos fluviales de la formación Escanilla en la cuenca de Aínsa.
 - d. A techo del sistema de Aguilar-Sobás se reactiva el aporte sedimentario de procedencia norte con el sistema de Santa Orosia (4) que desarrolla sus facies aluviales en el extremo este del sinclinal del valle del Basa y se extiende hacia el oeste con ambientes de frente deltaico hasta la vertical de San Juan de la Peña.
 - e. Por encima de los sistemas de Santa Orosia y de manera discordante se produce la sedimentación del sistema de Canciás (5) en el sector de Fiscal y el extremo

- centro-oriental del sector de Jaca. En el extremo oeste de la cuenca de Jaca en cambio, se desarrolla el sistema fluvial de Martes con procedencia este. Los límites de influencia entre ambos sistemas de aporte presentan un control tectónico asociados al anticlinal de Atarés.
- f. En etapas posteriores la irrupción del sistema de Oroel provoca el abandono de manera progresiva de los sistemas de Canciás como y Martés para imponer un dominio de sedimentación de aporte norte en la cuenca de Jaca.
 - g. Por último y de manera discordante se produce la sedimentación del sistema aluvial de San Juan de la Peña (8), el cual representa el relleno final de la Cuenca de Jaca.
- II. El sistema deltaico de Sabiñánigo - San Felices Superior, registra distintos factores de control, tanto alogénicos como autogénicos, expresados en distintas escalas de observación:
- a. Por un lado, la arquitectura deltaica a gran escala puede subdividirse en dos unidades progradantes, las cuales muestran indicios de control tectónico que se hace evidente en el flanco norte del sinclinal de Santa Orosia. Consecuentemente, la actividad del cabalgamiento de Otúria puede establecerse con los tiempos de depósito de la Arenisca de Sabiñánigo (Bartoniense inferior).
 - b. En el Valle del Ara, el equivalente temporal de la Arenisca de Sabiñánigo representado por el sistema de San Felices superior, se encuentra dentro de la discordancia progresiva de Jánovas controlada por el cabalgamiento del anticlinal de Boltaña.
 - c. El estudio de parasecuencias ha permitido observar un mayor espacio de acomodación disponible en el sector de Fiscal que en el sector de Jaca atribuible a la subsidencia flexural de carácter local generada por el crecimiento del anticlinal de Boltaña.
- III. El análisis de facies de la Arenisca de Sabiñánigo en el sector de Jaca permite caracterizar dicho sistema como un delta dominado por avenidas fluviales de origen norte, que resultan en la formación de flujos hiperpícnicos, con abundante profusión de estructuras de flujo combinado y organización en estratos que registran el patrón Waxing/Waning característicos de la sedimentación hiperpícnica
- IV. Los sedimentos mareales presentes en la unidad basal en el sector de Jaca presentan indicadores petrográficos de procedencia este. Este hecho sugiere la entrada de

sedimentos del Sistema de San Felices Superior en el sector de Jaca a partir de la removilización de sedimentos de ambas procedencias por acción de las corrientes areales.

Bibliografia

9.- Bibliografía

- Ainsworth, R. B., B. K. Vakarelov, y R. A. Nanson, 2011, Dynamic spatial and temporal prediction of changes in depositional processes on clastic shorelines: Toward improved subsurface uncertainty reduction and management: *AAPG Bulletin*, v. 95, no. 2, p. 267–297, doi:10.1306/06301010036.
- Alonso, J. L., y A. Teixell, 1992, Forelimb deformation in some natural examples of fault-propagation folds, *in* K. McClay, ed., *Thrust Tectonics*: Springer, p. 175–181, doi:10.1016/0926-9851(93)90042-W.
- Arbués, P., D. Mellere, M. Puig, y M. Marzo, 2007, The effect of slumping on sandstone distribution in the Arro turbidites, Los Molinos Road, Spain, *in* *Atlas of Deep-Water Outcrops*: American Association of Geologists, *Studies in Geology* 56, p. 333–335.
- 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.
- Backman, J., y N. J. Shackleton, 1983, Quantitative biochronology of Pliocene and early Pleistocene calcareous nannofossils from the Atlantic, Indian and Pacific oceans: *Marine Micropaleontology*, v. 8, no. 2, p. 141–170, doi:10.1016/0377-8398(83)90009-9.
- Barnolas, A., 1992, Evolución sedimentaria de la Cuenca Surpirenaica Oriental durante el Eoceno.: *Acta Geologica Hispanica*, v. 27, p. 15–31.
- Barnolas, A., y A. Teixell, 1994, Platform sedimentation and collapse in a carbonate-dominated margin of a foreland basin (Jaca basin, Eocene, southern Pyrenees): *Geology*, v. 22, p. 1107–1110.
- Barnolas, A., y I. Gil-Pena, 2001, Ejemplos de relleno sedimentario multiepisodico en una cuenca de antepais fragmentada: *La Cuenca Surpirenaica: Boletín Geológico y Minero*, v. 112, no. 3, p. 17–38.
- Bauer, F. U., 2007, *The Sabiñánigo Sandstone Succession, Jaca Basin, Southern Pyrenees, NE-Spain -A Depositional Model-*: University of Heidelberg, 184 p.
- Bayliss, N. J., y K. T. Pickering, 2015, Deep-marine structurally confined channelised sandy fans: Middle Eocene Morillo System, Ainsa Basin, Spanish Pyrenees: *Earth-Science Reviews*, v. 144, p. 82–106, doi:10.1016/j.earscirev.2014.11.014.
- Bentham, P. A., y D. W. Burbank, 1996, Chronology of Eocene foreland basin evolution along the western oblique margin of the South-Central Pyrenees, *in* *Tertiary basins of Spain*: p. 144–152.
- Bentham, P. A., D. W. Burbank, y C. Puigdefabregas, 1992, Temporal and spatial controls on the alluvial architecture of an axial drainage system: late Eocene Escanilla formation, southern Pyrenean foreland basin, Spain: *Basin Research*, v. 4, no. 3–4, p. 335–352, doi:10.1111/j.1365-2117.1992.tb00052.x.
- Betzler, C., 1989, The upper Paleocene to middle Eocene between the Rio Segre and the Rio Llobregat (eastern south Pyrenees): facies, stratigraphy and structural evolution: *Inst.*

- und Museum für Geologie und Paläontologie.
- Bhattacharya, J. P., 2006, Deltas, *in* Facies Mo: SEPM Special Publication 84, p. 237–292.
- Bhattacharya, J. P., y J. a Maceachern, 2009, Re-Evaluating Depositional Models for Shelf Shales: GCAGS Transactions, v. 50242, p. 81–83.
- Brinkmann, R., y H. Logters, 1968, Diapirs in western Pyrenees and foreland, Spain, *in* M 8: Diapirism and diapirs: AAPG Special Volumes, p. 275–292.
- Caja, M. A., R. Marfil, D. Garcia, E. Remacha, S. Morad, H. Mansurbeg, A. Amorosi, C. Martínez-Calvo, y R. Lahoz-Beltrá, 2010, Provenance of siliciclastic and hybrid turbiditic arenites of the Eocene Hecho Group, Spanish Pyrenees: Implications for the tectonic evolution of a foreland basin: Basin Research, v. 22, no. 2, p. 157–180, doi:10.1111/j.1365-2117.2009.00405.x.
- Cámara, P., y J. Flinch, 2017, The Southern Pyrenees: A Salt-Based-and-Thrust Belt, *in* Permo-Triassic Salt Provinces of Europe, North Africa and the Atlantic Margins: p. 394–415.
- Cámara, P., y J. Klimowitz, 1985, Interpretacion geodinamica de la vertiente centro-occidental surpirenaica (Cuencas de Jaca - Tresp): Estudios Geológicos, v. 41, p. 391–404.
- Canudo, J. I., y E. Molina, 1988, Biocronología de foraminíferos planctónicos de la secuencia deposicional de Jaca (Pirineo Aragonés): Eoceno medio y superior, *in* II Cong. Geol. Esp.: SGE, Granada, p. 273–276.
- Carter, R. W. G., 1988, Coastal Environments: An Introduction to the Physical, Ecological and Cultural Systems of Coastlines: London, 617 p.
- Choukroune, P., 1989, The ECORS Pyrenean deep seismic profile reflection data and the overall structure of an orogenic belt: Tectonics, v. 8, no. 1, p. 23–39.
- Coleman, J. M., 1988, Dynamics changes and processes in the Mississippi Delta: Geological Society of America, v. 100, p. 999–1015.
- Coleman, J. M., y D. B. Prior, 1988, Mass Wasting on Continental MArgins: Annual Review of Earth and Planetary Sciences, v. 16, p. 101–119.
- Costa, E., M. Garcés, M. López-Blanco, E. Beamud, M. Gómez-Paccard, y J. C. Larrasoaña, 2010, Closing and continentalization of the South Pyrenean foreland basin (NE Spain): Magnetochronological constraints: Basin Research, v. 22, no. 6, p. 904–917, doi:10.1111/j.1365-2117.2009.00452.x.
- Dakin, N., K. T. Pickering, D. Mohrig, y N. J. Bayliss, 2013, Channel-like features created by erosive submarine debris flows: Field evidence from the Middle Eocene Ainsa Basin, Spanish Pyrenees: Marine and Petroleum Geology, v. 41, no. 1, p. 62–71, doi:10.1016/j.marpetgeo.2012.07.007.
- Debon, F., P. Enrique, y A. Autran, 1996, Le plutonisme hercynien des Pyrénées, *in* A. Barnolas, and J. C. Chiron, eds., Synthèse géologique et géophysique des Pyrénées: p. 361–499.
- De Federico, A., 1981, La edimentación de talud en el sector occidental de la cuenca Paleogena

- de Ainsa: Universitat Autònoma de Barcelona.
- Dreyer, T., J. Corregidor, P. Arbués, and C. Puigdefàbregas, 1999, Architecture of the tectonically influenced Sobrarbe deltaic complex in the Ainsa Basin, northern Spain: *Sedimentary Geology*, v. 127, no. 3–4, p. 127–169, doi:10.1016/S0037-0738(99)00056-1.
- Dunkley Jones, T., D. J. Lunt, D. N. Schmidt, A. Ridgwell, A. Sluijs, P. J. Valdes, y M. Maslin, 2013, Climate model and proxy data constraints on ocean warming across the Paleocene-Eocene Thermal Maximum: *Earth-Science Reviews*, v. 125, p. 123–145, doi:10.1016/j.earscirev.2013.07.004.
- Eichenseer, H., 1988, Facies geology of late Maestrichtian to early Eocene coastal and shallow marine sediments, Tremp-Graus Basin, northeastern Spain: Institut und Museum für Geologie und Paläontologie der Universität Tübingen.
- Farrell, S. G., 1984, a dislocation model applied to slump structures, Ainsa Basin, South Central Pyrenees: *Journal of Structural Geology*, v. 6, no. 6, p. 727–736.
- Fernández, O., J. A. Muñoz, P. Arbués, y O. Falivene, 2012, 3D structure and evolution of an oblique system of relaying folds: the Ainsa basin (Spanish Pyrenees): *Journal of the Geological Society*, v. 169, no. 5, p. 545–559, doi:10.1144/0016-76492011-068.
- Fernández, O., J. A. Muñoz, P. Arbués, O. Falivene, y M. Marzo, 2004, Three-dimensional reconstruction of geological surfaces: An example of growth strata and turbidite systems from the Ainsa basin (Pyrenees, Spain): *AAPG Bulletin*, v. 88, no. 8, p. 1049–1068, doi:10.1306/02260403062.
- Forel, F. A., 1892, *Le Léman: Monographie Limnologique 1*: Lausanne, 543 p.
- Forel, F. A., 1885, Les ravins sous-lacustres des fleuves glaciaires: *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences*, v. 101, no. 16, p. 725–728.
- Fournier, E., 1905, Études géologiques sur la partie occidentale de la chaîne des Pyrénées entre la vallée d'Aspe et celle de la Nive: *Bulletin de la Société Géologique de France*, v. 5, p. 699–723.
- Galloway, W. E., 1975, Process framework for describing the morphological and stratigraphic evolution of deltaic depositional systems: *Deltas: Models for Exploration*, p. 87–98.
- García-Modejar, J., 1989, Strike-slip subsidence of the Basque-Cantabrian basin of northern Spain and its relationship to Aptian-Albian opening of Bay of Biscay, *in* A. J. Tankard, and H. R. Balfwill, eds., *Tectonics and Stratigraphy of the North Atlantic Margins*: p. 395–409.
- Gawthorpe, R. L., M. T. Hall, I. Sharp, and T. Dreyer, 2000, Tectonically enhanced forced regressions: examples from growth folds in extensional and compressional settings, the Miocene of the Suez rift and the Eocene of the Pyrenees: *Geological Society, London, Special Publications*, v. 172, no. 1, p. 177–191.
- Golberg, J. M., H. Maluski, y A. F. Leyreloup, 1986, Petrological and age relationship between emplacement of magmatic breccia, alkaline magmatism, and static metamorphism in the North Pyrenean Zone: *Tectonophysics*, v. 129, no. 1–4, p. 275–290, doi:10.1016/0040-

1951(86)90256-8.

- Gómez-Gras, D., M. Roigé, V. Fondevilla, O. Oms, S. Boya, y E. Remacha, 2016, Provenance constraints on the Tremp Formation paleogeography (southern Pyrenees): Ebro Massif VS Pyrenees sources: *Cretaceous Research*, v. 57, doi:10.1016/j.cretres.2015.09.010.
- Gomis-cartesio, L., M. Poyatos-Moré, S. S. Flint, D. M. Hodgson, R. L. Brunt, and H. D. E. V Wickens, 2016, Anatomy of a mixed-influence shelf edge delta , Karoo Basin , South Africa: *Sedimentology of Paralic Reservoirs: Recent Advances*. Geological Society, London, v. Special Pu, doi:10.1144/SP444.5.
- Gomis-Cartesio, L., M. Poyatos-Moré, S. S. Flint, D. M. Hodgson, R. L. Brunt, y H. D. V Wickens, 2017, Anatomy of a mixed-influence shelf edge delta , Karoo Basin , South Africa .: *Geological Society Special Publications*, v. 444, no. 1, p. 393–418.
- Gould, H. R., 1970, The Mississippi Delta, *in* J. P. Morgan, ed., *Deltaic Sedimentation, Modern and Ancient: SEPM, Special Publication*, p. 3–30.
- Grasseau, N., 2016, Architecture, dynamique et modélisation sismique synthétique d'un système fluvio-deltaïque syntectonique: Université de Bordeaux and Universitat de Barcelona, 311 p.
- Ten Haaf, E., R. van der Voo, y H. Wensink, 1971, The S-External pyrenees of Huesca: *Geologische Rundschau*, v. 60, no. 3, p. 996–1009, doi:10.1007/BF02046532.
- Hall, M. T., 1997, Sequence stratigraphy and early diagenesis: The Sobrarbe Formation, Ainsa Basin, Spain: University of Manchester.
- Häntzschel, W., 1936, Die Schichtungs-Formen rezenter Flachmeer-Ablagerungen im Jade-Gebiet.: *Senckenbergiana*, v. 18, p. 316–356.
- Hehuwat, F., 1970, The transition from marine to continental sedimentation in the Eocene of the Guarga synclorium, Huesca province, Spain: Utrecht.
- Hindmarsh, R. C., y K. F. Rijdsdijk, 2000, Use of a viscous model of till rheology to describe gravitational loading instabilities in glacial sediments: *Geological Society, London, Special Publications*, v. 176, no. 1, p. 191–201.
- Hoareau, G., F. Odonne, E. J. Debros, A. Maillard, C. Monnin, y P. Callot, 2009, Dolomitic concretions in the Eocene Sobrarbe delta (Spanish Pyrenees): Fluid circulation above a submarine slide scar infilling: *Marine and Petroleum Geology*, v. 26, no. 5, p. 724–737, doi:10.1016/j.marpetgeo.2008.03.012.
- Hogan, P. J., 1993, Geochronologic, Tectonic and Stratigraphic Evolution of the Southwest Pyrenean Foreland Basin, Northern Spain.: University of Southern California, 208 p.
- Hogan, P. J., y D. W. Burbank, 1996, Evolution of the Jaca Piggyback Basin and emergence of the external sierra, Southern Pyrenees., *in* P. F. Friend, and C. J. Dabrio, eds., *Tertiary basins of Spain*: Cambridge University press, p. 153–160.
- Holl, J. E., y D. J. Anastasio, 1995, Pergamon Cleavage development within a foreland fold and

- thrust belt , southern Pyrenees , Spain root : V: *Journal of Structural Geology*, v. 17, no. 3.
- Isern, A., 2016, Relación cronoestratigráfica entre las rampas carbonáticas distales y los sedimentos siliciclásticos turbidíticos del Grupo de Hecho superior en la cuenca de Jaca (Luteciense superior y Bartonense inferior, Pirineo central): *Universitat Autònoma de Barcelona*, 23 p.
- Izquierdo-Llavall, E., L. Aldega, V. Cantarelli, S. Corrado, I. Gil-Pena, C. Invernizzi, y A. M. Casas-Sainz, 2013, On the origin of cleavage in the Central Pyrenees: Structural and paleo-thermal study: *Tectonophysics*, v. 608, p. 303–318, doi:10.1016/j.tecto.2013.09.027.
- Jolivet, M., P. Labaume, P. Monié, M. Brunel, N. Arnaud, y M. Campani, 2007, Thermochronology constraints for the propagation sequence of the south Pyrenean basement thrust system (France-Spain): *Tectonics*, v. 26, no. 5, p. n/a-n/a, doi:10.1029/2006TC002080.
- Kenneth, J. P., y L. D. Stouff, 1991, Abrupt deep-sea warming, palaeoceanographic changes and benthic extinctions at the end of the Paleocene: *Nature*, v. 353, p. 737–740.
- Kjemperud, A. V., E. Schomacker, A. Brendsdal, L. Fält, J. S. Jahren, J. P. Nystuen, y C. Puigdefàbregas, 2003, The fluvial analogue Escanilla Formation, Ainsa Basin, Spanish Pyrenees: revisited, *in AAPG International Conference*: p. 1–6.
- Kneller, B. C., y M. J. Branney, 1995, Sustained high-density turbidity currents and the deposition of thick massive sands: *Sedimentology*, v. 42, no. 4, p. 607–616, doi:10.1111/j.1365-3091.1995.tb00395.x.
- Labaume, P., 1983, Evolution tectono-sédimentaire et mégaturbidites du bassin turbiditique Eocene sud-pyrénéen (entre les transversales Col du Somport-Jaca et pic d'Orhy-Sierra de Leyre): *UTSL*, 170 p.
- Labaume, P., M. Séguret, y C. Seyve, 1985, Evolution of a turbiditic foreland basin and analogy with an accretionary prism: Example of the Eocene South-Pyrenean Basin: *Tectonics*, v. 4, no. 7, p. 661–685, doi:10.1029/TC004i007p00661.
- Labaume, P., F. Meresse, M. Jolivet, A. Teixell, y A. Lahfid, 2016, Tectono-thermal history of an exhumed thrust-sheet-top basin: an example from the south Pyrenean thrust belt: *Tectonics*.
- Lafont, F., 1994, Influences relatives de la subsidence et de l'eustatisme sur la localisation et la géométrie des réservoirs d'un système deltaïque. Exemple de l'Eocene du Bassin de Jaca (Pyrenees Espagnoles): *Université de Rennes I*, 288 p.
- Lagabrielle, Y., P. Labaume, y M. Saint-Blanquat, 2010, Mantle exhumation, crustal denudation, and gravity tectonics during Cretaceous rifting in the Pyrenean realm (SW Europe): Insights from the geological setting of the Iherzolite bodies: *Tectonics*, v. 29, no. 4, doi:10.1029/2009TC002588.
- Lamb, M., y D. Mohrig, 2009, Do hyperpycnal-flow deposits record river-flood dynamics? *Geology*, v. 37, no. 12, p. 1067–1070, doi:10.1130/G30286A.1.

- Lamb, M. P., P. M. Myrow, C. Lukens, K. Houck, and J. Strauss, 2008, Deposits from Wave-Influenced Turbidity Currents: Pennsylvanian Minturn Formation, Colorado, U.S.A.: *Journal of Sedimentary Research*, v. 78, no. 7, p. 480–498, doi:10.2110/jsr.2008.052.
- Larrasoaña, J. C., J. M. Parés, H. Millán-Garrido, J. del Valle, y E. L. Pueyo, 2003, Paleomagnetic, structural, and stratigraphic constraints on transverse fault kinematics during basin inversion: The Pamplona Fault (Pyrenees, north Spain): *Tectonics*, v. 22, no. 6, doi:10.1029/2002TC001446.
- Le Pichon, X., J. Bonnin, J. Francheteau, y J. C. Sibuet, 1971, Une hypothèse d'évolution tectonique du golfe de Gascogne, *in* *Histoire Structurale du Golfe de Gascogne*: Paris, p. 11–44.
- López-Blanco, M., M. Marzo, y J. A. Muñoz, 2003, Low-amplitude, synsedimentary folding of a deltaic complex: Roda Sandstone (lower Eocene), South-Pyrenean Foreland Basin: *Basin Research*, v. 15, no. 1, p. 73–96.
- Mangin, J. P., 1960, Le Nummulitique Sud-Pyrenaeen à l'ouest de l'Aragón: *Pirineos*, v. 51–58, p. 79–83.
- Martini, E., 1970, Martini, Erlend. "Standard Palaeogene calcareous nanoplankton zonation." *Nature* 226.5245 (1970): 560.: *Nature*, v. 226, no. 5245, p. 560.
- McInerney, F. A., y S. L. Wing, 2011, The Paleocene-Eocene Thermal Maximum: A Perturbation of Carbon Cycle, Climate, and Biosphere with Implications for the Future: *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, v. 39, no. 1, p. 489–516, doi:10.1146/annurev-earth-040610-133431.
- McLeod, P., S. Carey, J. Stephen, y R. Sparks, 1999, Behaviour of particle-laden flows into the ocean: Experimental simulation and geological implications: *Sedimentology*, v. 46, no. 3, p. 523–536, doi:10.1046/j.1365-3091.1999.00229.x.
- Mellere, D., A. Breda, y R. J. Steel, 2003, Fluvially-incised shelf-edge deltas and linkage to upper-slope channels (Central Tertiary Basin, Spitsbergen), *in* H. H. Roberts, N. C. Rosen, R. H. Fillon, and J. B. Anderson, eds., *Shelf-Margin Deltas and Linked Downslope Petroleum Systems; Global Significance and Future Exploration Potential: Gulf Coast Section*: SEPM Foundation, p. 231–266.
- Miall, A. D., 2000, *Principles of Sedimentary Basin Analysis*.: Springer, 616 p.
- Millán-Garrido, H., M. Aurell, y a. Melendez, 1994, Synchronous detachment folds and coeval sedimentation in the Prepyrenean External Sierras (Spain): a case study for a tectonic origin of sequences and systems tracts: *Sedimentology*, v. 41, no. 5, p. 1001–1024, doi:10.1111/j.1365-3091.1994.tb01437.x.
- Millán-Garrido, H., A. Pocoví, y A. M. Casas, 1995, El frente cabalgamiento surpirenaico en el extremo occidental de las Sierras Exteriores: *Revista de la Sociedad Geologica de España*, v. 8, no. 1–2, p. 73–90.
- Millán-Garrido, H., E. L. Pueyo, M. Aurell, A. Aguado, B. Oliva-Urcia, M. Martinez, y A. Pocoví,

- 2000, Actividad tectónica registrada en los depósitos terciarios del frente meridional del Pirineo central: *Rev. Soc. Geol. España*, v. 13, p. 279–300.
- Millán-Garrido, H., B. Oliva-Urcia, y A. Pocoví, 2006, La transversal de Gavarnie-Guara. Estructura y edad de los mantos de Gavarnie, Guara-Gèdre y Guarga (Pirineo centro-occidental): *Geogaceta*, v. 40, p. 35–38.
- Milliman, J. D., y J. P. M. Syvitski, 1992, Geomorphic/tectonic control of sediment discharge to the ocean: The importance of small mountainous rivers: *The Journal of Geology*, v. 100, no. 5, p. 525–544.
- Millington, J., y J. D. Clark, 1995, Te Charo/Arro canyon-mouth sheet system, south-central Pyrenees, Spain: a structurally influenced zone of sediment dispersal: *Journal of Sedimentary Research*, v. 65, no. 4.
- Mochales, T., A. M. Casas-Sainz, E. L. Pueyo, y A. Barnolas, 2012, Rotational velocity for oblique structures (Boltaña anticline, Southern Pyrenees): *Journal of Structural Geology*, v. 35, p. 2–16, doi:10.1016/j.jsg.2011.11.009.
- Mochales, T., E. L. Pueyo, A. M. Casas-Sainz, y A. Barnolas, 2016, Restoring paleomagnetic data in complex superposed folding settings: The Boltaña anticline (Southern Pyrenees): *Tectonophysics*, v. 671, p. 281–298, doi:10.1016/j.tecto.2016.01.008.
- Montes, M. J., 2002, Estratigrafía del Eoceno-Oligoceno de la Cuenca de Jaca (Sinclinorio del Guarga): *Universitat de Barcelona*, 365 p.
- Morsilli, M., F. R. Bosellini, L. Pomar, P. Hallock, M. Aurell, y C. a. Papazzoni, 2012, Mesophotic coral buildups in a prodelta setting (Late Eocene, southern Pyrenees, Spain): A mixed carbonate-siliciclastic system: *Sedimentology*, v. 59, p. 766–794, doi:10.1111/j.1365-3091.2011.01275.x.
- Mouthereau, F., P. Y. Filleaudeau, A. Vacherat, A. Pik, O. Lacombe, M. G. Fellin, S. Castelltort, F. Christophoul, y E. Masini, 2014, Placing limits of shortening evolution in the Pyrenees: role of margin architecture and implications for the Iberia/Europe convergence: *Tectonics*, v. 33, no. 12, p. 2283–2314.
- Mulder, T., y J. Alexander, 2001, Abrupt change in slope causes variation in the deposit thickness of concentrated particle-driven density currents: *Marine Geology*, v. 175, no. 1–4, p. 221–235, doi:10.1016/S0025-3227(01)00114-1.
- Mulder, T., y J. P. M. Syvitski, 1995, Turbidity Currents Generated at River Mouths during Exceptional Discharges to the World Oceans: *The Journal of Geology*, v. 103, no. 3, p. 285–299, doi:10.1086/629747.
- Mulder, T., J. P. M. Syvitski, S. Migeon, J.-C. Faugères, y B. Savoye, 2003, Marine hyperpycnal flows: initiation, behavior and related deposits. A review: *Marine and Petroleum Geology*, v. 20, no. 6–8, p. 861–882, doi:10.1016/j.marpetgeo.2003.01.003.
- Muñoz, J. A., 1992, Evolution of a continental collision belt: ECORS-Pyrenees crustal balanced cross-section: *Thrust Tectonics*, p. 235–246, doi:10.1007/978-94-011-3066-0_21.

- Muñoz, J. A., P. Arbués, y J. Serra-Kiel, 1998, The Ainsa Basin and the Sobrarbe oblique thrust system: Sedimentological and tectonic processes controlling slope and platform sequences deposited synchronously with a submarine emergent thrust system, *in* Field trip guidebook of the 15th International Association of Sedimentologists International Congress of Sedimentology: p. 213–223.
- Muñoz, J. A., E. Beamud, O. Fernández, P. Arbués, J. Dinarés-Turell, y J. Poblet, 2013, The Ainsa Fold and thrust oblique zone of the central Pyrenees: Kinematics of a curved contractional system from paleomagnetic and structural data: *Tectonics*, v. 32, no. 5, p. 1142–1175, doi:10.1002/tect.20070.
- Muñoz, J. A., A. Martínez, y J. Vergés, 1986, Sequences in the eastern Spanish Pyrenees: *Journal of Structural Geology*, v. 8, no. 3–4, p. 399–405.
- Muñoz, J. A., K. McClay, y J. Poblet, 1994, Synchronous extension and contraction in frontal thrust sheets of the Spanish Pyrenees: *Geology*, v. 22, no. 10, p. 921–924.
- Mutti, E., H. P. Luterbacher, J. Ferrer, y J. Rosell, 1972, Schema stratigrafico e lineamenti di facies del Paleogene marino della zona centrale sudpirenaica tra Tremp (Catalogna) e Pamplona (Navarra). Memoria della Società Geológica Italiana: Memorie della Società Geológica Italiana, v. 11, p. 391–416. Mutti, E., 1984, Seismoturbidites: a new group of resedimented deposits: *Marine Geology*, v. 55, no. 1–2, p. 103–106.
- Mutti, E., 1985, Turbidite systems and their relations to depositional sequences, *in* G. G. Zuffa, ed., *Provenance of Arenites: NATO ASI Ser.*, p. 65–93.
- Mutti, E., E. Remacha, M. Sgavetti, J. Rosell, R. Valloni, y M. Zamorano, 1985, Stratigraphy and facies characteristic of the Eocene Hecho Group turbidite systems, south-central Pyrenees, *in* M. D. Mila, and J. Rosell, eds., *Field Trip 13 Guidebook: 6th IAS European regional Meeting*, p. 519–576.
- Mutti, E., M. Séguret, y M. Sgavetti, 1988, Sedimentation and Deformation in the Tertiary Sequences of the Southern Pyrenees, *in* Field Trip 7 Guidebook: APPG Mediterranean Basin Conference, p. 153
- Mutti, E., 1992, Turbidite sandstones: AGIP-Instituto di Geologia Università di Parma, 275 p.
- Mutti, E., C. A. Gulisano, y L. Legarreta, 1994, Anomalous Systems Tracts Stacking Patterns Within Third Order Depositional Sequences (Jurassic-Cretaceous Back-Arc Neuquen Basin, Argentina Andes), *in* Second High-Resolution Sequence Stratigraphy Conference: p. 137–143.
- Mutti, E., G. Davoli, R. Tinterri, y C. Zavala, 1996, Importance of Ancient Fluvio-Deltaic Systems Dominated by Catastrophic Flooding in Tectonically Active Basins: *Memorie di Scienze Geologiche*, v. 48, p. 233–291.
- Mutti, E., R. Tinterri, D. Di Biase, L. Fava, N. Mavilla, S. Angella, y L. Calabrese, 2000, Delta-front facies associations of ancient flood-dominated fluvio-deltaic systems: p. 165–190.
- Mutti, E., R. Tinterri, P. M. Magalhaes, y G. Basta, 2007, Deep-Water Turbidites and Their

- Equally Important Shallower Water Cousins: AAPG Abstract, v. 50057, p. 1–7, doi:10.13140/2.1.1208.9601.
- Myrow, P. M., W. Fischer, y J. W. Goodge, 2002, Wave-modified turbidites: combined-flow shoreline and shelf deposits, Cambrian, Antarctica: *Journal of Sedimentary research*, v. 72, p. 641–656, doi:10.1306/022102720641.
- Myrow, P., C. Lukens, M. Lamb, K. Houck, y J. Strauss, 2008, Dynamics of a Transgressive Prodeltaic System: Implications for Geography and Climate Within a Pennsylvanian Intracratonic Basin, Colorado, U.S.A.: *Journal of Sedimentary Research*, v. 78, no. 8, p. 512–528, doi:10.2110/jsr.2008.061.
- Myrow, P., y J. Southard, 1996, Tempestite Deposition: p. 875–887.
- Nemec, W., R. J. Steel, J. Gjelberg, J. D. Collinson, E. Prestholm, and I. E. Oxnevad, 1988, Anatomy of collapsed and re-established delta front in Lower Cretaceous of eastern Spitsbergen: gravitational sliding and sedimentation processes: *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, v. 72, no. 4, p. 454–476, doi:10.1306/703C8EB6-1707-11D7-8645000102C1865D.
- Normark, W. R., y D. J. W. Piper, 1991, Contributions in Marine Geology in Honor of Francis Parker Shepard, *SEPM Spec. Publ.*: Tulsa, v. 46, p. 207–230, doi:10.2110/pec.91.09.0207.
- Nummedal, D., 1983, Rates and Frequencies of Sea-Level Changes: A Review with an Application to Predict Future Sea Levels in Louisiana: *Gulf Coast Association of Geological Societies Transactions*, v. 33, p. 361–366.
- Okada, H., and D. Bukry, 1980, Supplementary modification and introduction of code numbers to the low-latitude coccolith biostratigraphic zonation (Bukry, 1973; 1975): *Marine Micropaleontology*, v. 5, no. C, p. 321–325, doi:10.1016/0377-8398(80)90016-X.
- Olariu, C., y J. P. Bhattacharya, 2006, Terminal Distributary Channels and Delta Front Architecture of River-Dominated Delta Systems: *Journal of Sedimentary Research*, v. 76, no. 2, p. 212–233, doi:10.2110/jsr.2006.026.
- Oliva-Urcia, B., E. Beamud, M. Garces, C. Arenas, R. Soto, E. L. Pueyo, y G. Pardo, 2015, New magnetostratigraphic dating of the Palaeogene syntectonic sediments of the west-central Pyrenees: tectonostratigraphic implications: Palaeomagnetism in Fold and Thrust Belts: New Perspectives. Geological Society, London, Special Publications, v. 425, p. 107–128, doi:10.1144/SP425.5.
- Oliveira, C. M. M., D. M. Hodgson, y S. S. Flint, 2011, Distribution of soft-sediment deformation structures in clinoform successions of the Permian Ecca Group, Karoo Basin, South Africa: *Sedimentary Geology*, v. 235, no. 3–4, p. 314–330, doi:10.1016/j.sedgeo.2010.09.011.
- Oms, O., 1994, Estratigrafia i facies del delta de Santa Orosia (Conca de Jaca, Pirineu Central): Universitat Autònoma de Barcelona, 73 p.
- Oms, O., J. Dinarès-Turell, y E. Remacha, 2003, Magnetic stratigraphy from deep clastic turbidites: An example from the Eocene Hecho group (Southern Pyrenees): *Studia*

- Geophysica et Geodaetica*, v. 47, no. 2, p. 275–288, doi:10.1023/A:1023719607521.
- Ortí, F., J. M. Salvany, L. Rosell, J. J. Pueyo, y M. Inglés, 1986, Evaporitas antiguas (Navarra) y actuales (Los Monearos) de la Cuenca del Ebro., *in* P. Anadón, and L. Cabrera, eds., *Guía de las Excursiones del XI Congreso Español de Sedimentología: Generalitat de Catalunya, Comissió Interdepartamental de Recerca i Innovació Tecnològica (CIRIT), Barcelona.*, p. 21–24.
- Owen, G., 2003, Load structures: gravity-driven sediment mobilization in the shallow subsurface: Geological Society, London, Special Publications, v. 216, no. 1, p. 21–34, doi:10.1144/GSL.SP.2003.216.01.03.
- Payros, A., V. Pujalte, y X. Orue-Etxebarria, 1999, The South Pyrenean Eocene carbonate megabreccias revisited: New interpretation based on evidence from the Pamplona Basin: *Sedimentary Geology*, v. 125, no. 3–4, p. 165–194, doi:10.1016/S0037-0738(99)00004-4.
- Peybernès, B., y P. Souquet, 1984, Basement blocks and tecto-sedimentary evolution in the Pyrenees during Mesozoic times: *Geological Magazine*, v. 121, no. 05, p. 397, doi:10.1017/S0016756800029927.
- Pickering, K. T., y J. Corregidor, 2005, Mass-transport complexes, (MTCs) and tectonic control on basin-floor submarine fans, middle eocene, south Spanish Pyrenees: *Journal of Sedimentary Research*, v. 75, no. 5, p. 761–783, doi:10.2110/jsr.2005.062.
- Piper, D. J. W., y W. R. Normark, 2001, Sandy fans: from Amazon to Hueneme and beyond: *AAPG Bulletin*, v. 85, no. 8, p. 1407–1438.
- Plaziat, J., 1981, Late Cretaceous to late Eocene paleogeographic evolution of southwest Europe: *Palaeogeography Palaeoclimatology Palaeoecology*, v. 36, p. 263–320.
- Plink-Björklund, P., y R. J. Steel, 2004, Initiation of turbidity currents: outcrop evidence for Eocene hyperpycnal flow turbidites: *Sedimentary Geology*, v. 165, no. 1–2, p. 29–52, doi:10.1016/j.sedgeo.2003.10.013.
- Poblet, J., y S. Hardy, 1995, Reverse modelling of detachment folds; application to the Pico del Aguila anticline in the South Central Pyrenees (Spain): *Journal of Structural Geology*, v. 17, no. 12, doi:10.1016/0191-8141(95)00059-M.
- Pocoví, A., H. Millán-Garrido, J. J. Navarro, y M. Martínez, 1990, Rasgos estructurales de la Sierra de Salinas y zona de los Mallos (Sierras Exteriores, Prepirineo, provincias de Huesca y Zaragoza): *Geogaceta*, v. 8, p. 36–39.
- Porebski, S. J., y R. J. Steel, 2006, Deltas and Sea-Level Change: *Journal of Sedimentary Research*, v. 76, no. 3, p. 390–403, doi:10.2110/jsr.2006.034.
- Posamentier, H. W., y W. R. Morris, 2000, Aspects of the stratal architecture of forced regressive deposits: Geological Society, London, Special Publications, v. 172, no. 1, p. 19–46.
- Poyatos-Moré, M., 2014, Physical Stratigraphy and Facies Analysis of the Castissent Tecto-Sedimentary Unit: Universitat Autònoma de Barcelona, 282 p.

- Pueyo-Morer, E. L., H. Millán-Garrido, A. Pocovi-Juan, y J. M. Pares, 1999, Cinemática rotacional del cabalgamiento basal surpirenaico en las Sierras Exteriores Aragonesas : Datos magnetotectónicos: *Acta Geologica Hispanica*, v. 32, no. 3, p. 237–256.
- Pueyo, E. L., H. Millán-Garrido, y A. Pocoví, 2002, Rotation velocity of a thrust: a paleomagnetic study in the External Sierras (Southern Pyrenees): *Sedimentary Geology*, v. 146, p. 191–208.
- Puigdefàbregas, C., 1975, La sedimentación molásica en la cuenca de Jaca: 1-188 p.
- Puigdefàbregas, C., J. A. Muñoz, y J. Verges, 1991, Trusting and foreland basin evolution in the southern Pyrenees: p. 247–254.
- Puigdefàbregas, C., J. A. Muñoz, y J. Verges, 1992, Trusting and foreland basin evolution in the southern Pyrenees, *in Thrust Tectonics*: Springer Netherlands, p. 247–254.
- Puigdefàbregas, C., y M. Soler-Sampere, 1973, Estructura de las Sierras Exteriores Pirenaicas en el corte del río Gállego: *Pirineos*, v. 109, p. 5–15.
- Puigdefàbregas, C., y P. Souquet, 1986, Tecto-sedimentary cycles and depositional sequences of the Mesozoic and Tertiary from the Pyrenees: *Tectonophysics*, v. 129, no. 1–4, p. 173–203, doi:10.1016/0040-1951(86)90251-9.
- Pujalte, V., A. Robador, A. Payros, y J. M. Samsó, 2016, A siliciclastic braid delta within a lower Paleogene carbonate platform (Ordesa-Monte Perdido National Park, southern Pyrenees, Spain): Record of the Paleocene???Eocene Thermal Maximum perturbation: *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, v. 459, p. 453–470, doi:10.1016/j.palaeo.2016.07.029.
- Pujalte, V., S. Robles, X. Orue-Etxebarria, J. I. Baceta, A. Payros, y I. F. Larrucea, 2000, Uppermost Cretaceous-Middle Eocene strata of the Basque- Cantabrian Region and western Pyrenees: A sequence stratigraphic perspective.: *Revista de la Sociedad Geológica de España*, v. 13, no. 2, p. 191–211.
- Pujalte, V., S. Robles, A. Robador, J. I. Baceta, y X. Orue-Etxebarria, 1993, Shelf-to-basin Paleocene palaeogeography and depositional sequences, western Pyrenees, north Spain: *IAS Special Publication*1, v. 18, p. 369–395, doi:10.1002/9781444303810.
- Reineck, H.-E., 1963, Sedimentgefüge im Bereich der südlichen Nordsee: *Abhandl. Senckenberg Naturforsch. Ges.*, v. 505.
- Reineck, H.-E., W. F. Gutmann, y G. Hertweck, 1967, Das Schlickgebiet didlich Helgoland als Beispiel rezenter Schelfablagerungen: *Senckenbergiana Lethaea*, v. 48, p. 219–275.
- Reineck, H.-E., y F. Wunderlich, 1968, Classification and Origin of Flaser and Lenticular Bedding: *Sedimentology*, v. 11, no. 1–2, p. 99–104, doi:10.1111/j.1365-3091.1968.tb00843.x.
- Remacha, E., P. Arbués, y M. Carreras, 1987, Precisiones sobre los límites de la secuencia deposicional de Jaca. Evolución de las facies desde la base de la secuencia hasta el techo de la arenisca de Sabiñánigo: *Boletín Geológico y Minero*, v. 98, no. 40–48.

- Remacha, E., and L. P. Fernandez, 2000, Remacha, E., & Fernández, L. P. (2000). No-uniformidad de flujo en las corrientes de turbidez del Grupo de Hecho. *Geotemas*, 2 (1), 187 – 188: *Geotemas*, v. 2, no. 1, p. 187–188.
- Remacha, E., and L. P. Fernández, 2003, High-resolution correlation patterns in the turbidite systems of the Hecho Group (South-Central Pyrenees, Spain): *Marine and Petroleum Geology*, v. 20, no. 6–8, p. 711–726, doi:10.1016/j.marpetgeo.2003.09.003.
- Remacha, E., L. P. Fernández, y E. Maestro, 2005, The Transition Between Sheet-Like Lobe and Basin-Plain Turbidites in the Hecho Basin (South-Central Pyrenees, Spain): *Journal of Sedimentary Research*, v. 75, no. 5, p. 798–819, doi:10.2110/jsr.2005.064.
- Remacha, E., J. Montaner, y J. Sola, 1988, La secuencias deposicionales de Banastón I, II y JACA en el valle del río Ara (Prov. de Huesca), *in* Congreso Geológico de España: p. 181–183.
- Remacha, E., O. Oms, y J. Coello, 1995, The Rapitán turbidite channel and its related eastern levee-overbank deposits, Eocene Hecho group, south-central Pyrenees, Spain, *in* Atlas of Deep Water Environments: Springer Netherlands, p. 145–149.
- Remacha, E., O. Oms, G. Gual, F. Bolano, F. Climent, L. P. Fernandez, P. Crumeyrolle, H. Pettingill, J. Vicente, y J. Suarez, 2003, Sand-rich turbidite systems of the Hecho Group from slope to basin plain; facies, stacking patterns, controlling factors and diagnostic features, *in* AAPG International Conference.
- Remacha, E., y J. Picart, 1991, El complejo turbidítico de Jaca y el delta de la arenisca de Sabiñánigo., *in* Libro Guía Excursión nº8, I Congreso Español del Terciario, Vic.: p. 116p.
- Remacha, E., y J. Picart, 1991, El complejo turbidítico de Jaca y el delta de la arenisca de Sabiñánigo. Estratigrafía. Facies y su relación con la tectónica, *in* Libro Guía Excursión nº8, I Congreso Español del Terciario: p. 116.
- Reynolds, A., 1987, Tectonically controlled fluvial sedimentation in the South Pyrenean Foreland Basin: University of Liverpool, 309 p.
- Ritchie, B., R. L. Gawthorpe, y S. Hardy, 2004, Three-dimensional numerical modelling of deltaic depositional sequences 1: influence of the rate and magnitude of sea-level change: *Journal of Sedimentary Research*, v. 74, no. 203–220.
- Robador, A., 1991, Early Paleogene Stratigraphy., *in* Introduction to the early Paleogene of the South Pyrenean Basin: “Early Paleogene Benthos” First meeting, p. 41–87.
- Robador, A., V. Pujalte, J. M. Samsó, y A. Payros, 2009, Registro geológico del máximo térmico del Paleoceno-Eoceno en el Parque Nacional de Ordesa y Monte Perdido (Pirineo Central) Record of the Paleocene-Eocene thermal maximum in the Ordesa and Monte Perdido National Park (Central Pyrenees, Spain): *Geogaceta*, v. 46, p. 111–114.
- Robador, A., J. M. Samsó, J. Serra-Kiel, y J. Tosquella, 1991, Introduction to the Early Paleogene of the South Pyrenean Basin, *in* Field-trip Guidebook: 1st Meet IGCP Proj 286, p. 131–159.
- Rodríguez-Pintó, A., E. L. Pueyo, J. Serra-Kiel, J. M. Samsó, A. Barnolas, y A. Pocoví, 2012, Lutetian magnetostratigraphic calibration of larger foraminifera zonation (SBZ) in the

- Southern Pyrenees: The Isuela section: Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, v. 333–334, p. 107–120, doi:10.1016/j.palaeo.2012.03.012.
- Roigé, M., 2018, Procedència i evolució dels sistemes sedimentaris de la conca de Jaca (conca d'avantpaís Sudpirinenca): Interacció entre diverses àrees font en un context tectònic actiu: Universitat Autònoma de Barcelona, 314 p.
- Roigé, M., D. Gómez-Gras, E. Remacha, S. Boya, M. Viaplana-Muzas, y A. Teixell, 2017, Recycling an uplifted early foreland basin fill: An example from the Jaca basin (Southern Pyrenees, Spain): Sedimentary Geology, v. 360, no. September, p. 1–21, doi:10.1016/j.sedgeo.2017.08.007.
- Roigé, M., D. Gómez-Gras, E. Remacha, R. Daza, y S. Boya, 2016, Tectonic control on sediment sources in the Jaca basin (Middle and Upper Eocene of the South-Central Pyrenees): Comptes Rendus - Geoscience, v. 348, no. 3–4, doi:10.1016/j.crte.2015.10.005.
- Roure, F., P. Choukroune, X. Berastegui, J. A. Muñoz, A. Villien, y P. Matheron, 1989, ECORS deep seismic data and balanced cross sections: Geometric constrains on the evolution of the Pyrenees: Tectonics, v. 8, p. 41–50.
- Samsó, J. M., J. Serra-Kiel, J. Tosquella, y A. Travé, 1994, Cronoestratigrafía de las plataformas lutecienses de la zona central de la cuenca surpirenaica, in II Congreso del Grupo Español del Terciario, Comunicaciones: p. 205–208.
- Sanders, J. E., 1965, Primary sedimentary structures formed by turbidity currents and related resedimentation mechanisms, in G. Middleton, ed., Primary structures and their Hydrodynamic Interpretation: Soc. Econ. Paleontologists Mineralogists, Spec. Publ., p. 192–219.
- Séguret, M., 1972, Étude tectonique des nappes et séries décollées de la partie centrale du versant sud des Pyrénées: Pub. Estela, Ser. geol. struct., v. 2, p. 1–155.
- Serra-Kiel, J., J. I. Canudo, J. Dinares, E. Molina, N. Ortiz, J. O. Pascual, J. M. Samsó, and J. Tosquella, 1994, Cronoestratigrafía de los sedimentos marinos del Terciario inferior de la Cuenca de Graus-Trem (Zona Central Surpirenaica): Revista de la Sociedad Geologica de España, v. 7, no. 3–4, p. 273–295.
- Serra-Kiel Hottinger, L., Caus, E., Drobne, K., Ferrandez, C., Jauhri, A. K., Less, Gy., Pavlovec, R., Pignatti, J., Samsó, J. M., Schaub, H., Sirel, E., Strougo, A., Tambareau, Y., Tosquella, J., y Zakrevskaya, E., J., 1998, Larger foraminiferal biostratigraphy of the Tethyan Paleocene and Eocene: p. 281–299.
- Sgavetti, M., 1992, Criteria for Stratigraphic Correlation Using Aerial Photographs: Examples from the South-Central Pyrenees (1): AAPG Bulletin, v. 76, no. 5, p. 708–730.
- Shiers, M. N., D. M. Hodgson, y N. P. Mountney, 2017, Response of A Coal-Bearing Coastal-Plain Succession To Marine Transgression: Campanian Neslen Formation, Utah, USA: Journal of Sedimentary Research, v. 87, no. 2, p. 168–187.
- Simó, A., 1985, Secuencias deposicionales del Cretácico superior de la unidad del Montsec

- (Pirineo Central).: Universitat de Barcelona, 326 p.
- SNEAP, 1991, Champ de Lacq profond, *in* Monographies des principaux champs pétroliers de France: Paris, Chambre Synd. de la Rech. et Prod. du Pétrole et du Gaz Nat.
- Soler, M., y C. Puigdefábregas, 1970, Líneas generales de la geología del Alto Aragón Occidental: Pirineos, v. 96, p. 5–20.
- Soto, R., y A. M. Casas-Sainz, 2001, Geometría y cinemática de las estructuras norte-sur de la cuenca de Ainsa: Revista de la Sociedad Geológica de España, v. 14, no. 3–4, p. 199–211.
- Souquet, P. et al., 1985, Le groupe du Flysch Noir (Albo-Cenomanien) dans les Pyrénées: Bulletin Centre Recherches Exploration Production Elf-Aquitaine, v. 9, no. 1, p. 183–252.
- Steel, R. J., J. Crabaugh, M. Schellpeper, D. Mellere, P. Plink-Björklund, J. Deibert, y T. Loeseth, 2000, Deltas versus rivers on the shelf edge: their relative contributions to the growth of shelf margins and basin-floor fans (Barremian and Eocene, Spitsbergen), *in* Deep-Water Reservoirs of the World: Gulf Coast Section: SEPM Foundation, p. 981–1009.
- Steel, R. J., S. J. Porebski, D. Mellere, M. Schellpeper, y P. Plink-Björklund, 2003, Shelf-edge delta types and their sequence-stratigraphic relationships, *in* H. Roberts, N. Rose, R. H. Fillon, and J. B. Anderson, eds., Shelf Margin Deltas and Linked Down Slope Petroleum Systems: Global Significance and Future Exploration Potential: Gulf Coast Section, SEPM Foundation, p. 205–230.
- Suter, J. R., y H. L. Berryhill, 1985, Late Quaternary shelf-margin deltas, northwest Gulf of Mexico: AAPG Bulletin, v. 69, no. 1, p. 77–91.
- Swift, D. J. P., A. G. Figuereido, G. L. Freeland, and G. F. Oertel, 1983, Hummocky Cross-Stratification and Megaripples: A Geological Double Standard? Journal of Sedimentary Petrology, v. 53, no. 4, p. 1295–1317.
- Swift, D. J. P., S. Phillips, y J. a. Thorne, 1991, Sedimentation on continental margins, V: parasequences, *in* D. J. P. Swift, G. F. Oertel, R. W. Tillmann, and J. A. Thorne, eds., Shelf sand and sandstone bodies: International Association of Sedimentologists Special Publication, p. 153–187.
- Swift, D. J. P., y J. a. Thorne, 1991, Sedimentation on continental margins I: a general model for shelf sedimentation, *in* Shelf sand and sandstone bodies 14: p. 3–31.
- Sylvester, Z., M. E. Deptuck, B. E. Prather, C. Pirmez, C. O'Byrne, D. Mohrig, B. Van Hoorn, and R. B. Wynn, 2012, Seismic stratigraphy of a shelf-edge delta and linked submarine channels in the northeastern Gulf of Mexico., *in* Application of the Principles of Seismic Geomorphology to Continental-Slope and Base-of-Slope Systems: Case Studies from Seafloor and Near-Seafloor Analogues: SEPM, Special Publication 99, p. 31–59.
- Syvitski, J. P. M., C. J. Vörösmarty, A. J. Kettner, y P. Green, 2005, Impact of Humans on the Flux of Terrestrial Sediment to the Global Coastal Ocean: Science, v. 308, no. 5720, p. 376–380, doi:10.1126/science.1109454.
- Teixell, A., 1998, Crustal structure and orogenic material budget in the west central Pyrenees:

- Tectonics, v. 17, no. 3, p. 395–406.
- Teixell, A., 1990, El Cretácico superior de la terminación occidental de la Zona Axial Pirenaica: *Geogaceta*, v. 8.
- Teixell, A., 1992, Estructura alpina en la transversal de la terminación occidental de la Zona Axial Pirenaica: Universitat de Barcelona, 252 p.
- Teixell, A., 1996, The Anso transect of the southern Pyrenees: basement and cover thrust geometries: *Journal of the Geological Society*, v. 153, no. 2, p. 301–310, doi:10.1144/gsjgs.153.2.0301.
- Teixell, A., y J. García-Sanseguendo, 1995, Estructura del sector central de la Cuenca de Jaca (Pirineos meridionales): p. 215–228.
- Teixell, A., P. Labaume, y Y. Lagabrielle, 2016, The crustal evolution of the west-central Pyrenees revisited: Inferences from a new kinematic scenario: *Comptes Rendus - Geoscience*, v. 348, no. 3–4, p. 257–267, doi:10.1016/j.crte.2015.10.010.
- Terwindt, J. H. J., 1971, Lithofacies of inshore estuarine and tidal-inlet deposits: *Geologie en Mijnbouw*, v. 50, no. 3, p. 515–525.
- Tinterri, R., 2011, Combined flow sedimentary structures and the genetic link between sigmoidal-and hummocky-cross stratification: *GeoActa*, v. 10, p. 1–43, doi:-.
- Tinterri, R., 2007, The lower Eocene Roda Sandstone (south-central Pyrenees): An example of a flood-dominated river-delta system in a tectonically controlled Basin: *Rivista Italiana di Paleontologia e Stratigrafia*, v. 113, no. 2, p. 223–255.
- Tinterri, R., M. Drago, A. Consonni, G. Davoli, y E. Mutti, 2003, Modelling subaqueous bipartite sediment gravity flows on the basis of outcrop constraints: First results: *Marine and Petroleum Geology*, v. 20, no. 6–8, p. 911–933, doi:10.1016/j.marpetgeo.2003.03.003.
- Tyler, N., y J. F. Robert, 1992, Architectural controls on the recovery of hydrocarbons from sandstone reservoirs.
- Vail, P. R., R. M. Mitchum, y S. Thompson, 1977, Seismic stratigraphy and global changes of sea level, *in* *Seismic stratigraphy - applications to hydrocarbon exploration*: p. 49–212.
- Vakarelov, B. K., y R. Bruce Ainsworth, 2013, A hierarchical approach to architectural classification in marginal-marine systems: Bridging the gap between sedimentology and sequence stratigraphy: *AAPG Bulletin*, v. 97, no. 7, p. 1121–1161, doi:10.1306/11011212024.
- Van den Berg, J. H., J. R. Boersma, y A. van Gelder, 2007, Diagnostic sedimentary structures of the fluvial-tidal transition zone - Evidence from deposits of the Rhine and Meuse: *Geologie en Mijnbouw/Netherlands Journal of Geosciences*, v. 86, no. 3, p. 287–306.
- Van Lunsen, H., 1970, Geology of the Ara-Cinca region, Spanish Pyrenees: *Bull. Soc. Géol. France*, v. VI, no. 2, p. 265–271.

- Vergés, J., M. Fernández, y A. Martínez, 2002, The Pyrenean orogen: pre-, syn-, and post-collisional evolution: *Journal of the Virtual Explorer*, v. 8, p. 57–76, doi:10.3809/jvirtex.2002.00058.
- Vielzeuf, D., y J. Kornprobst, 1984, “Crustal splitting and the emplacement of Pyrenean lherzolites and granulites”-A reply to M.W. Fischer: *Earth and Planetary Science Letters*, v. 70, no. 2, p. 439–443, doi:10.1016/0012-821X(84)90028-1.
- Viles, H., y T. Spencer, 1995, *Coastal problems: geomorphology, ecology and society at the coast.*: London, Routledge, 350 p.
- Visser, M. J., 1980, Neap-spring cycles reflected in Holocene subtidal large-scale bedform deposits: a preliminary note: *Geology*, v. 8, no. 11, p. 543–546.
- Wadsworth, J. A., 1994, *Sedimentology and sequence stratigraphy in an oversteepened ramp setting: Sobrarbe formation, Ainsa Basin, Spanish Pyrenees.*: University of Liverpool.
- Van Wagoner, J. C., R. M. Mitchum, y V. D. Rahmanian, 1990, *Siliciclastic Sequence Stratigraphy in Well Logs, Cores, and Outcrops: Concepts for High-Resolution Correlation of Time and Facies_Pt. 2: AAPG Methods in Exploration Series 7*, no. 7, p. 16–20, doi:0-89181-657-7.
- Wignall, P. B., y J. L. Best, 2004, Sedimentology and kinematics of a large, retrogressive growth-fault system in Upper Carboniferous deltaic sediments, western Ireland: *Sedimentology*, v. 51, no. 6, p. 1343–1358, doi:10.1111/j.1365-3091.2004.00673.x.
- Williams, G. D., y W. Fischer, 1984, A balanced section across the Pyrenean Orogenic Belt: *Tectonics*, v. 3, no. 7, p. 773–780, doi:10.1029/TC003i007p00773.
- Winker, C., 1982, Cenozoic shelf margins, northwestern Gulf of Mexico: *Assoc. of Geological Societies Transactions*, v. 32, p. 427–448.
- Winker, C., and M. B. Edwards, 1983, Unstable Progradational Clastic Shelf Margins: *SEPM Spec Publ 33*, v. 33, p. 139–157, doi:10.2110/pec.83.06.0139.
- Winnock, E., y Y. Pontalier, 1970, Lacq gas field, France, *in* M. T. Halbouty, ed., *Geology of giant petroleum fields: Mem. Am. Assoc. Pet. Geol.*, p. 370–387.
- Zachos, J. C., M. W. Wara, S. M. Bohaty, M. L. Delaney, M. R. Petrizzo, A. Brill, T. J. Bralower, and I. Premoli-Silva, 2003, A transient rise in tropical sea surface temperature during the Paleocene-Eocene thermal maximum.: *Science (New York, N.Y.)*, v. 302, no. 5650, p. 1551–4, doi:10.1126/science.1090110.
- Zavala, C., M. Arcuri, M. Di Meglio, H. G. Diaz, y C. Contreras, 2011, A Genetic Facies Tract for the Analysis of Sustained Hyperpycnal Flow Deposits: *AAPG Studies in Geology*, v. 61, p. 31–52, doi:10.1306/13271349St613438.
- Zeebe, R. E., J. C. Zachos, y G. R. Dickens, 2009, Carbon dioxide forcing alone insufficient to explain Palaeocene-Eocene Thermal Maximum warming: *Nature Geoscience*, v. 2, no. 8, p. 576–580, doi:10.1038/ngeo578.

- Ziegler, P. A., 1989, Evolution of the North Atlantic: an overview: AAPG Memoir, v. 46, p. 111–129.
- Ziegler, P. A., S. Cloetingh, R. Guiraud, y G. . Stampfli, 2001, Peri-Tethyan platforms: constraints on dynamics of rifting and basin inversion: Memoires du Muséum national d'histoire naturelle, v. 186, p. 9–49.

Agradecimientos

Agradecimientos

Al final todo llega, toda etapa tiene su fin, y ahora llega el momento de poner perspectiva y a todo lo hecho en estos años de tesis, todo lo aprendido tanto en “piedras” como en el crecimiento personal. Como siempre y por suerte, nunca realizamos el camino en solitario y ahora toca agradecer a todos aquellos compañeros de viaje que en mayor o menor medida les debo parte de este trabajo.

En primer lugar quiero agradecer a la Universitat Autònoma de Barcelona, al Departament de Geologia y a la Unitat d’Estartigrafia en particular, la oportunidad que me brindaron al disponer de una beca para realizar esta tesis.

Gràcies Eduard per tots aquets anys d’aprenentatge al teu costat, des de aquell primer mostreig allà per el 2007 fins ara que em acabat amb el “Cristo Gros”. Gracies per les lliçons tant al camp com a asseguts en una taula amb un únic paper i un llapis fins que ja no sabíem a quin trosset dibuixar les nostres discussions.

A l’Oriol per el suport al llarg d’aquests anys i les xerradetes de bon mati repassant com anava progressant la “criatura”.

A tots els professors del Departament per el suport que m’heu transmès, en especial aquestes ultimes setmanes.

David, no se que has fet o que no has fet, però mai oblidaré tota la força que m’has anat aportant incansablement davant de cada problema que anava sorgint al llarg d’aquests anys. Sempre has tingut la porta del teu despatx oberta per a mi i sempre m’hi he trobat una ma estesa per al que em convingués per gran que fos el “marrón”. Moltes gracies per ajudar-me arribar a bon port.

Pini, gràcies per totes les xarrades que em tingut, ja sigui asseguts al voltant d’una taula gaudint d’un bon arrosset o de camí cap a Barcelona cuan m’estalvies agafar el tren.

A les Secretaries del Departament, les estimades “Secres”. Realment no te preu que sempre, sense excepció, algú et rebi amb un somriure sigui quina sigui la raó de la visita. Sou les millors del mon i segur que en aquest sentit el nostre departament es l’enveja de tot el campus. Estic segur que sense vosaltres encaro no hagués començat la tesis per la meva incompetència amb la burocràcia. Moltes gracies per la vostra ajuda.

Quiero agradecer a todos los lugareños de mi área de estudio que se han cruzado conmigo en las innumerables campañas de campo. En especial a Mamen y Alberto del hostel de Santa Cruz de la Serós por ofrecerme un primer alojamiento en los primeros años de tesis. A Yebra de Basa por el trato al “chico aquel de las piedras” en especial a aquellos a los que con cariño llamo mi consejo de Sabios; Tomas, Fernando, José y Santos. A la familia Fernandes-Correia; Arthur, Ligia, Diana y Gonzalín por prácticamente adoptarme como a un miembro más de la familia. Y un agradecimiento muy especial al Albergue de Yebra, donde Raquel, Belén y Tita, me cuidaban, le quitaban toda la dureza de las jornadas de campo y me ayudaban a relativizarlo todo con charlas larguísimas al fresco acompañadas de alguna que otra cerveza.

A Fiscal, pueblo del que he tenido la suerte de formar parte como habitante a lo largo de prácticamente año y medio. En él me refugie y es una decisión de la que jamás me arrepentiré. Desde el primer día me sentí un habitante más. Nunca olvidaré ese año y medio. Ni a mis locas! Os hecho muchísimo de menos!.

A los “Becarios Precarios” y a los “Becarios New Age”, Isi, Alvar, Ana Isabel, Alessandra, Mireia, Didac, Laura, Norbert, Guillem, Xavi, Gisela, Ana, Esteban i Gerard y en especial a Marta, Camilo, Miquel, Luchis, Marc, Eudald y Victor.

Al Eudald i el Victor, els meus primers companys de despatx, gracies per aguantar-me y per demostrar-me una paciència infinita.

Marc, envejo la calma que transmets i trobo a faltar molt aquella etapa, quan encara no havies acabat la tesis, en la que drenàvem el stres amb les partidets de squash i les canyetes de després.

A Luchis, por todo el apoyo y las palabras de fuerza, en especial en esta última etapa, en la que me has ayudado siempre que te he necesitado.

Al Miquel, creu-me que mai tindré paraules ni accions suficients per agrair-te l'esforç a ajudar-me a estirar del carro quan mes empantanegat el tenia. Moltes gràcies per l'esforç que has fet i totes les discussions que hem tingut al llarg d'aquests anys.

Al Camilo, mi Parce, mi “álter ego” del otro lado del charco, muchas gracias por ponerme en mi sitio cuando necesitaba un tirón de orejas que me hiciera espabilar, por los “pitis” de descompresión, los fines de semana y algún que otro verano en una Autónoma desierta. También gracias, tanto a ti como a Rosy y Ozen por abrirme las puerta de su casa en esta última etapa de viajes a Barcelona mientras se acababa esta tesis. Quedan pendientes las rutas tanto por los Pirineos como por la Cordillera, no me olvido.

A la “Marte”, per tu necessitaria una tesis paral·lela per poder expressar tot l'agraïment que sento. Junts vam començar les nostres respectives tesis, i de ben segur que no se'm acudeix una persona millor amb la que compartir aquesta particular “mili”. Gracies per els teus “ya, però” que em feien repensar les idees que tenia sobre les pedres que estudiàvem, gràcies per repetir-me milions de vegades els canvis de petros que anaves descobrint i altres cosses que mai recordava. Gràcies per les infinites hores de camp i nits de “vinillos” a la fresca per agafar forces per l'endemà i sobre tot, sobre tot, gràcies per els teu incansable suport i ànims. Aprofito també, per agrair a tota la tropa Maciarolera, Carmeta, Jaume, Imma, Oreig i Irene, per la bombolleta d'oxigen de cada cap de setmana i tota la força que m'heu donat al llarg d'aquest estiu. No canvieu mai!

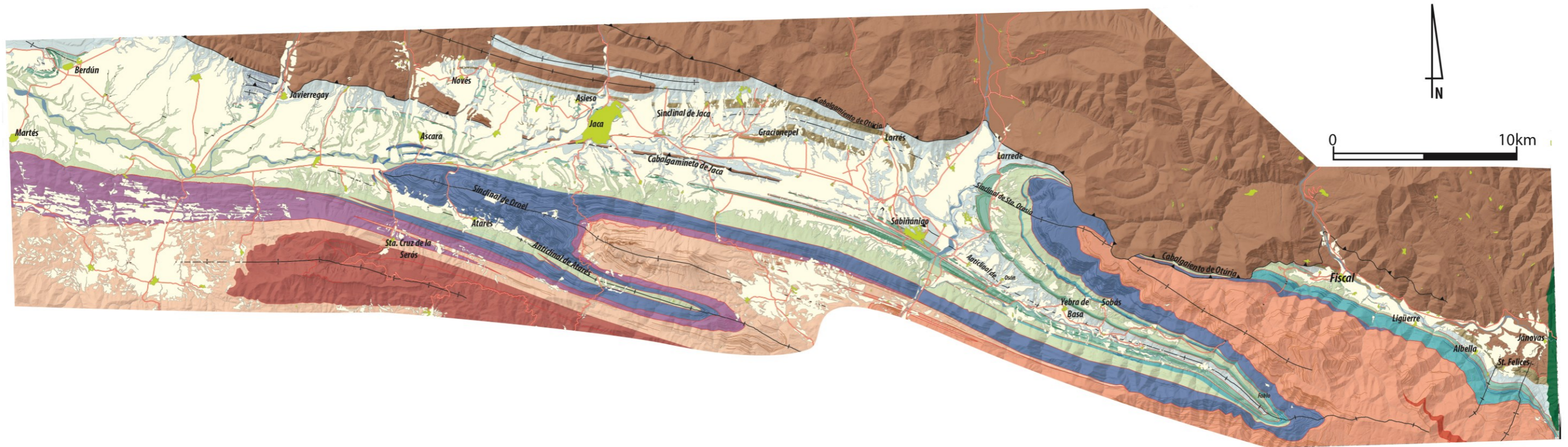
Als “Sophisticated” Baldo, Joan, Jesus, Gerard C., Gerard V. i Ramon. Perdonarme el abando de estos últimos meses

Com qualsevol cosa que faig com a geòleg, gràcies Baldo, Sergi i Miguel. Com diria aquell, Con vosotros empezó todo

Por últim, i no menys important, a ells, als que sempre hi són, a la meva família Ignasi, Ainara i sobretot a tu Mare, encara que de vegades no ho sembla o no ho se transmetre sóc molt conscient de tot el esforç, tan físic com mental, que has tingut que fer ja des de fa molts anys per a que avui pugui ser on sóc, i que de vegades, no he sabut compensar. Moltíssimes gràcies família, us estimo!

Anexos

Anexo 1.- Cartografía geológica

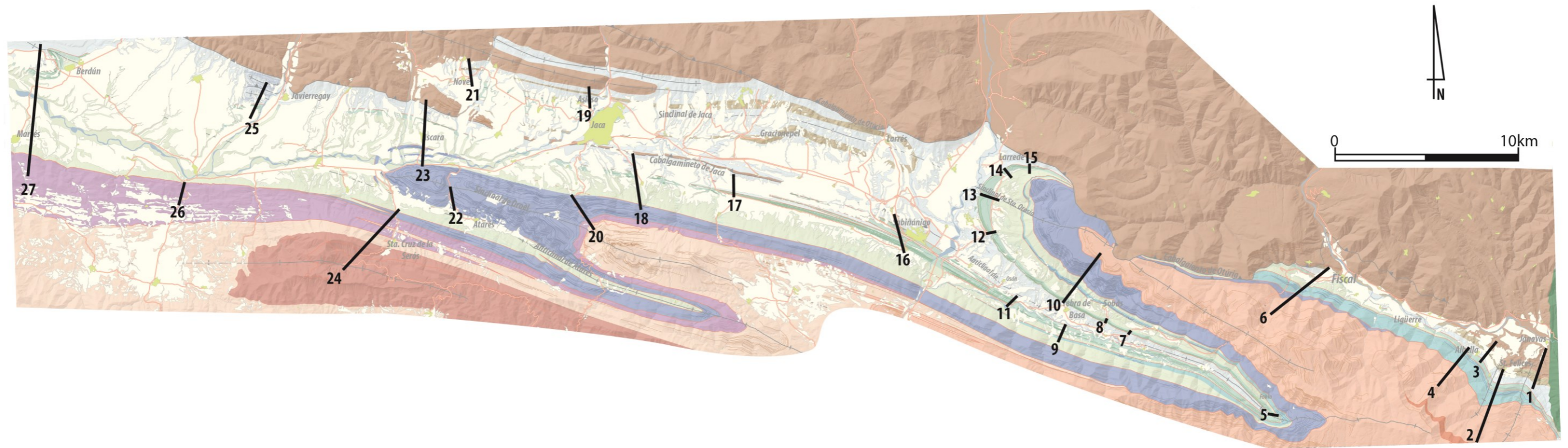


- Sistema de Sobas - Aguilar
- Margas de Pamplona
- Sistema de Sabiñanigo - San Felices Superior
- Facies Gracionepel
- Margas de Larrés
- Sistema de San Felices Inferior
- Grupo de Hecho
- Calizas de Boltaña

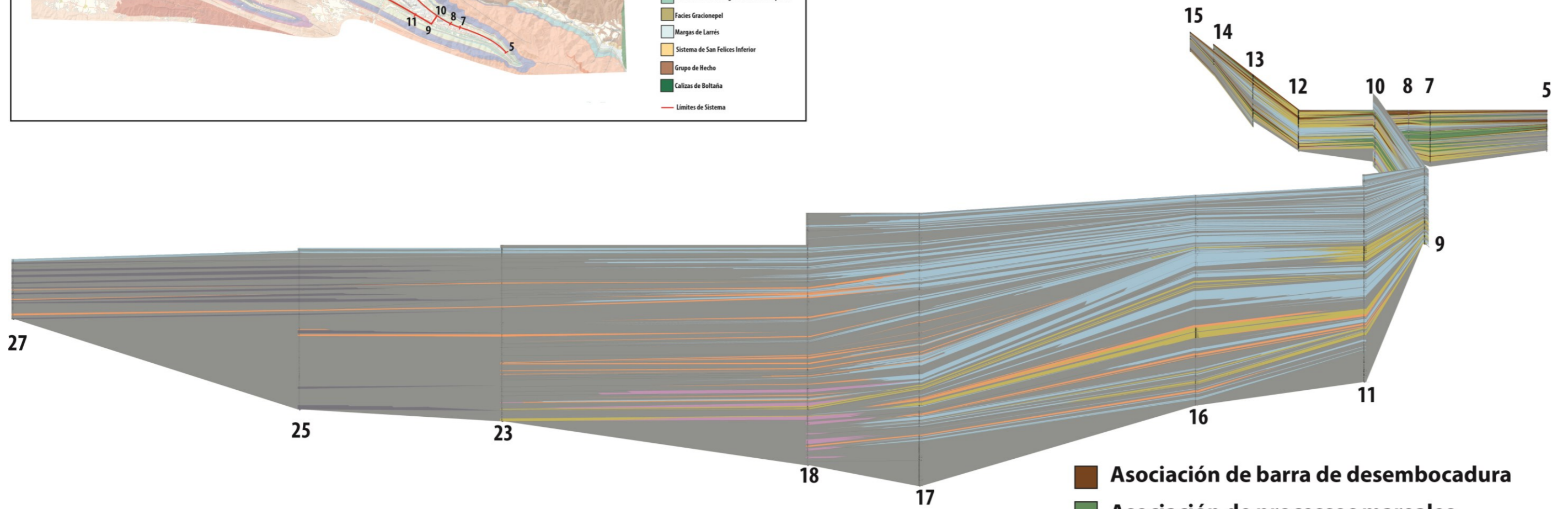
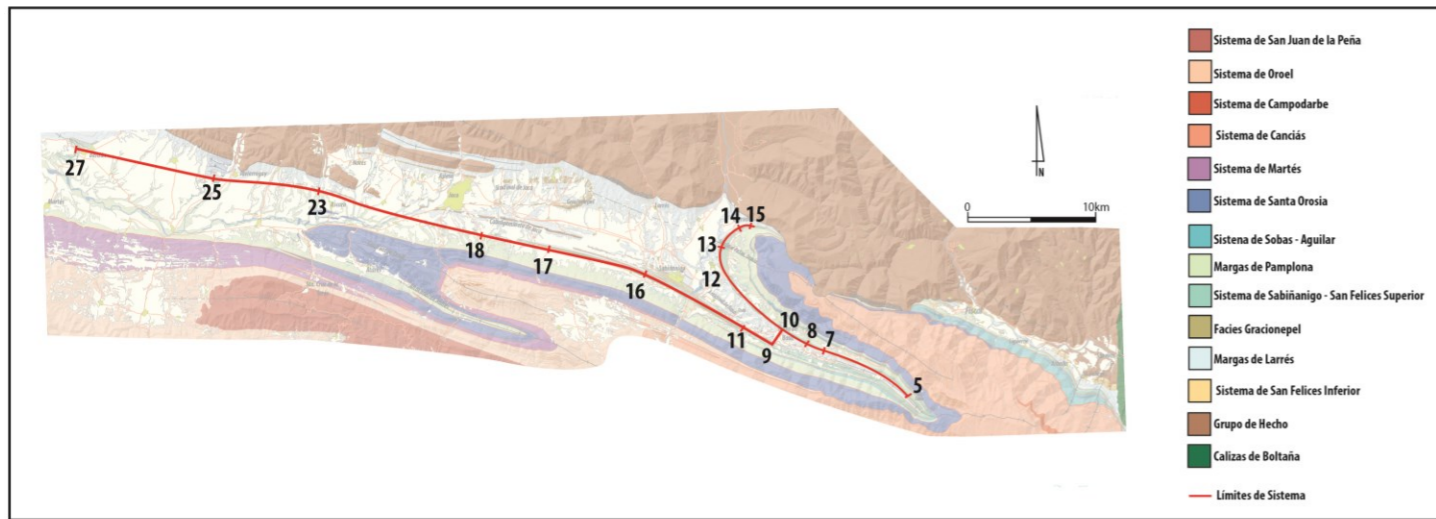
- Sistema de San Juan de la Peña
- Sistema de Oroel
- Sistema de Campodarbe
- Sistema de Canciás
- Sistema de Martés
- Sistema de Santa Orosia
- Límites de Sistema

- Campos de cultivo
- Rios
- Carreteras principales
- Localidades Urbanas
- Tunnel

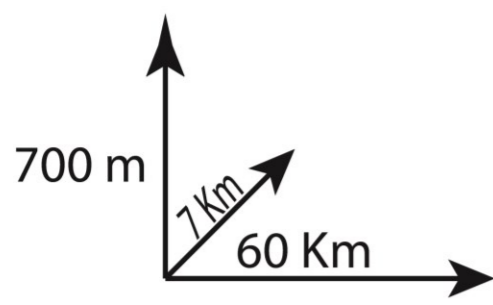
Anexo 2.- Ubicación de las columnas estratigráficas



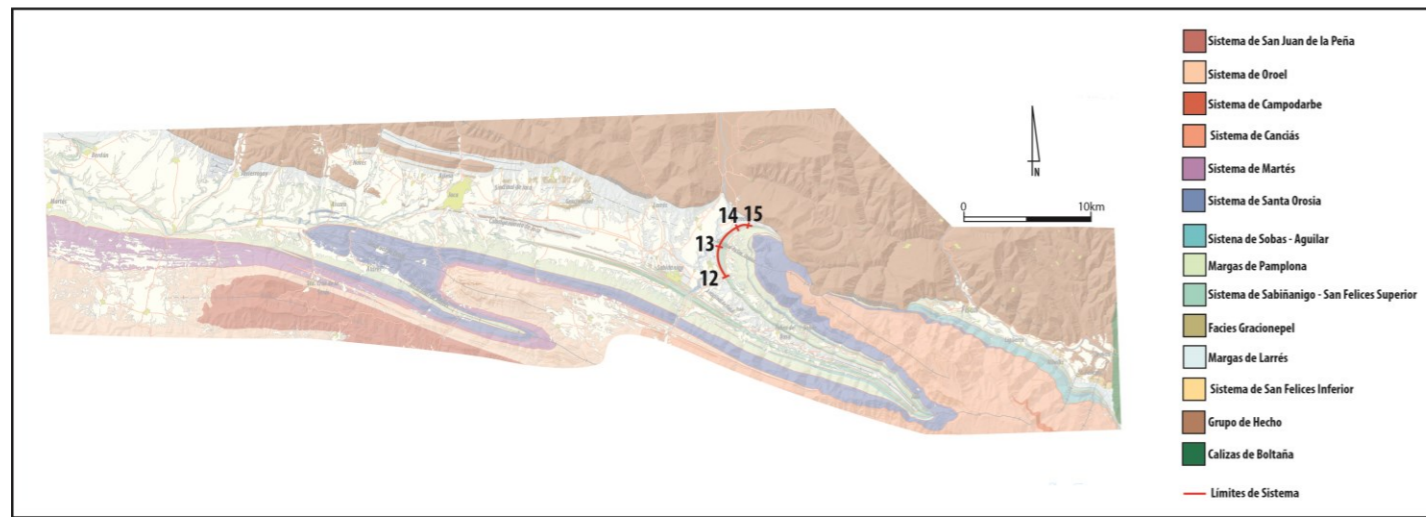
Anexo3.- Correlación general de sistema de Sabiñánigo en el sector de Jaca



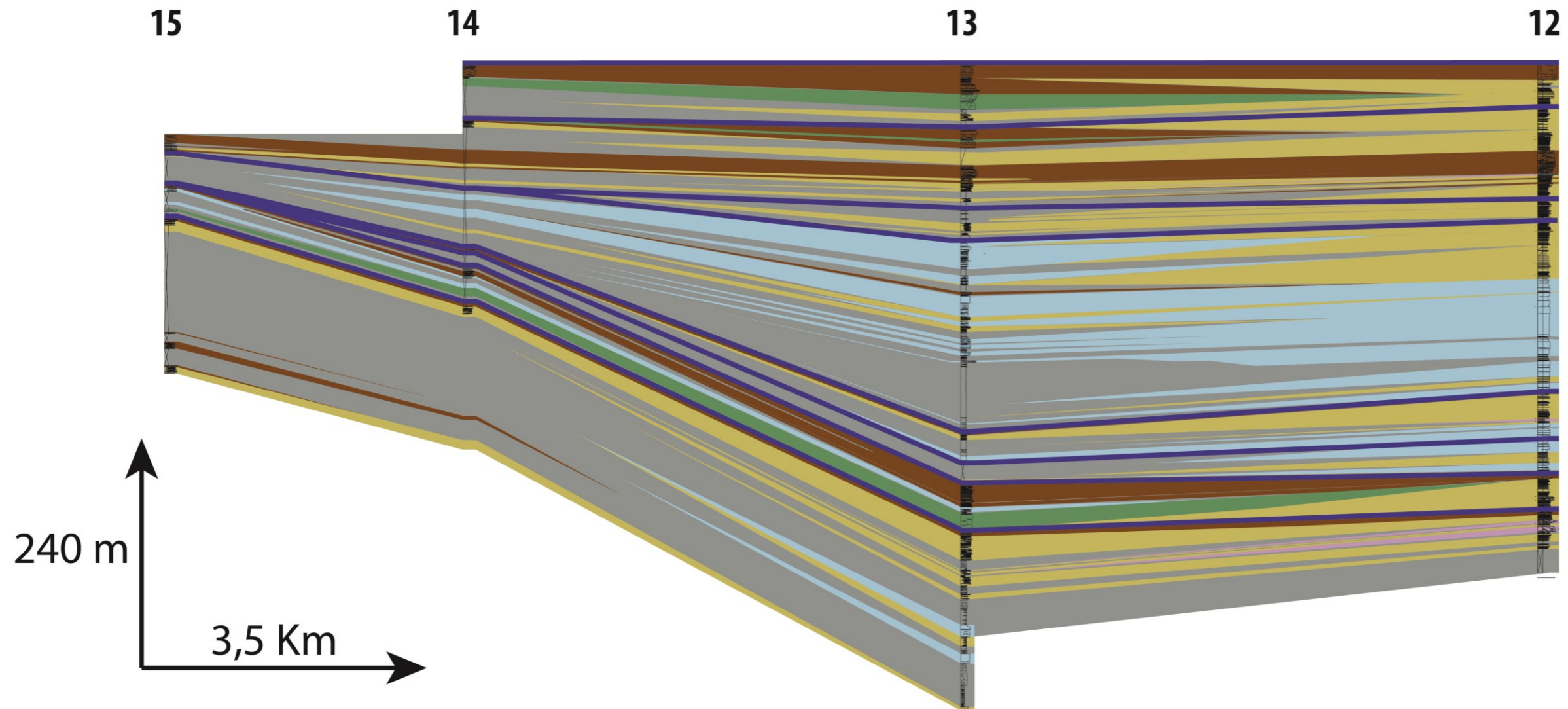
- Asociación de barra de desembocadura
- Asociación de procesos mareales
- Asociación de frente deltaico hiperpícnico
- Asociación de plataforma externa
- Asociación de Prodelta
- Concreciones dolomíticas
- Inestabilidades sedimentarias
- Arcillas oscuras



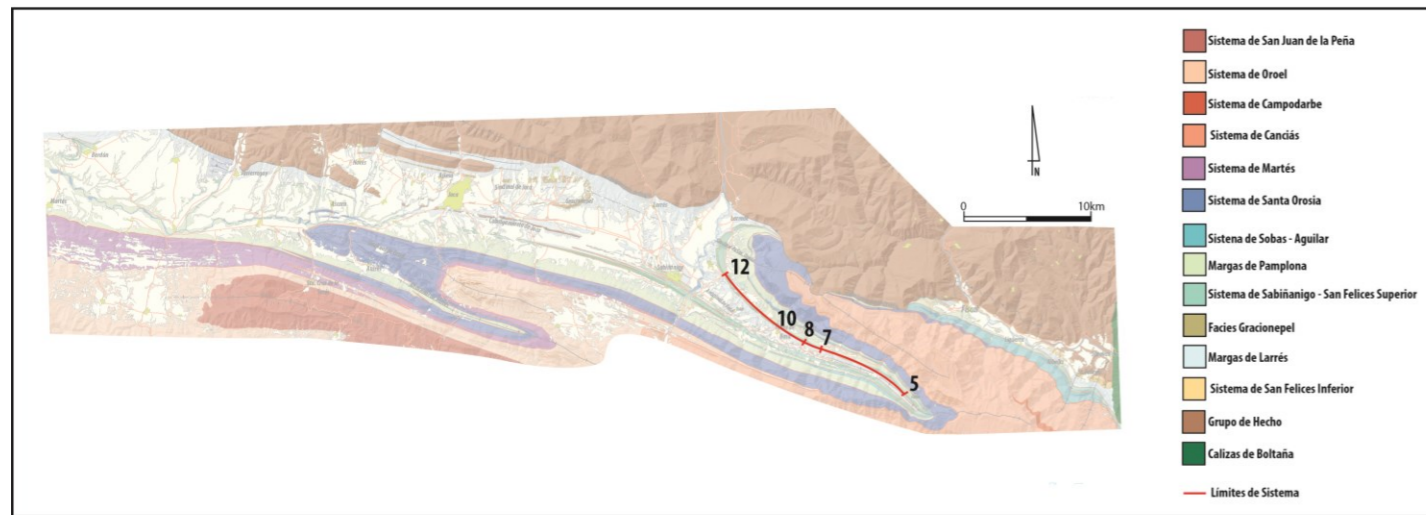
Anexo 4.- Correlación del sistema de Sabiñánigo en el flanco norte del sinclinal de Santa Orosia



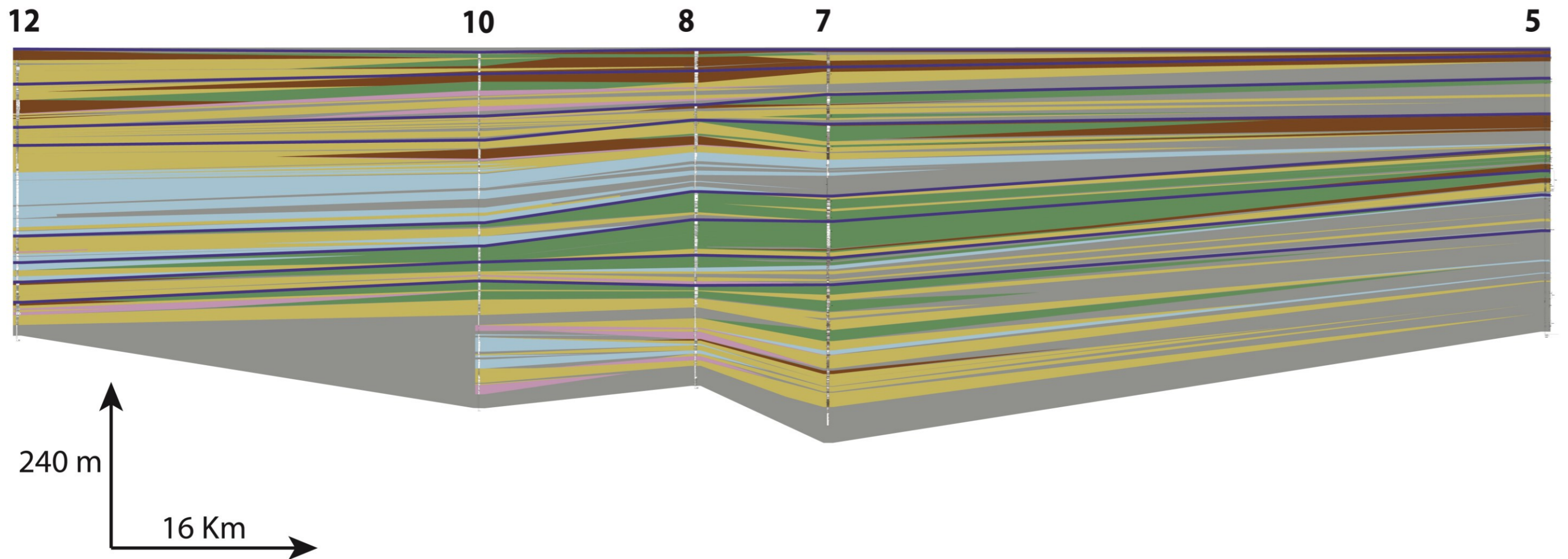
- Asociación de barra de desembocadura
- Asociación de procesos mareales
- Asociación de frente deltaico hiperpícnico
- Asociación de plataforma externa
- Asociación de Prodelta
- Inestabilidades sedimentarias



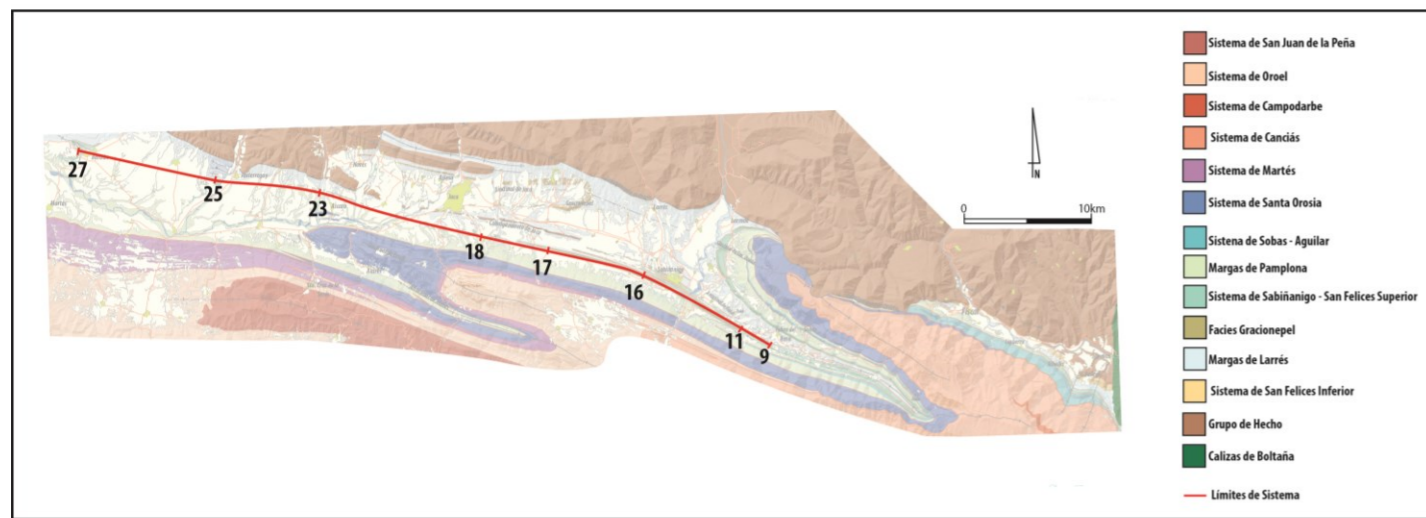
Anexo 5.- Correlación del sistema de Sabiñánigo en el flanco sur del sinclinal de Santa Orosia



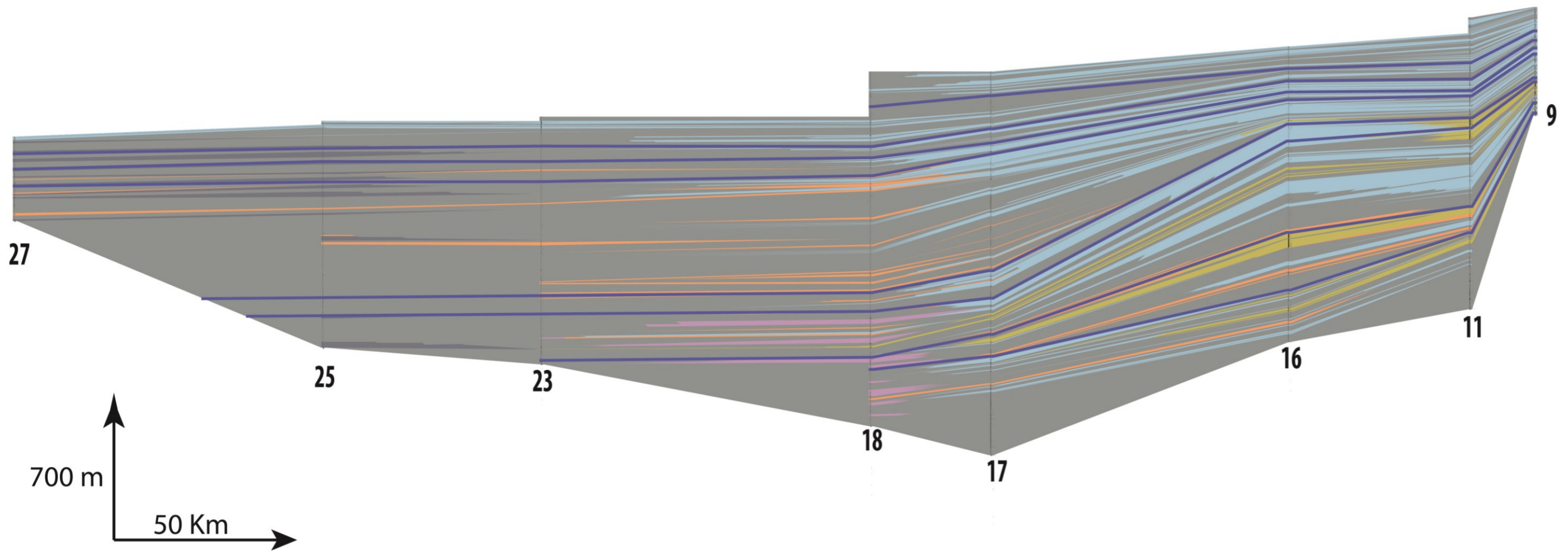
- Asociación de barra de desembocadura
- Asociación de procesos mareales
- Asociación de frente deltaico hiperpícnico
- Asociación de plataforma externa
- Asociación de Prodelta
- Inestabilidades sedimentarias



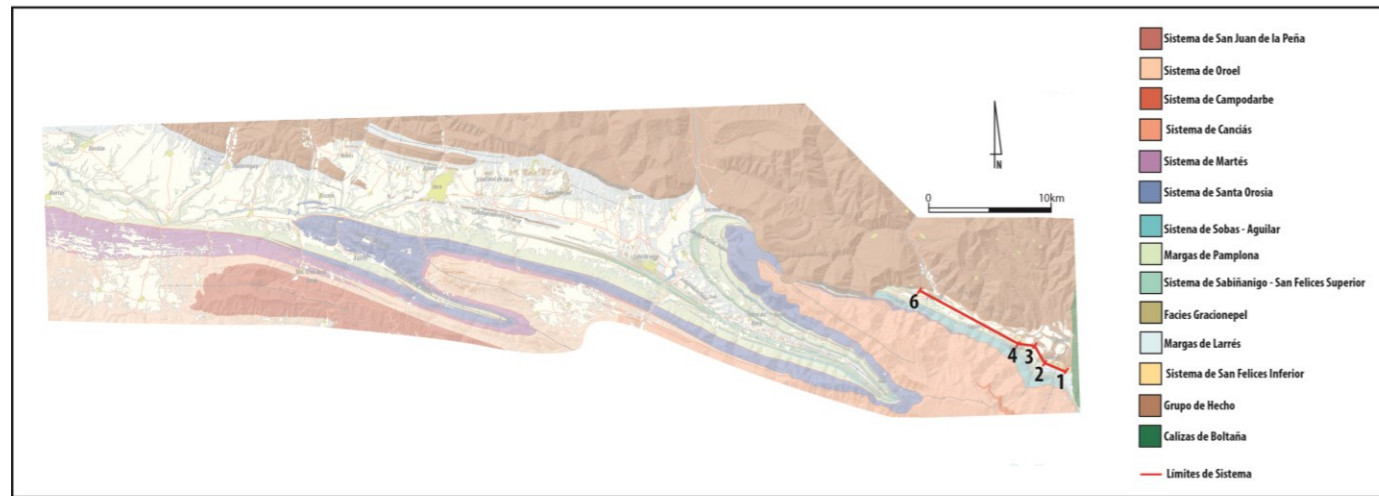
Anexo 6.- Correlación del sistema de Sabiñánigo en el flanco sur del anticlinal de Basa



- Asociación de barra de desembocadura**
- Asociación de procesos mareales**
- Asociación de frente deltaico hiperpícnico**
- Asociación de plataforma externa**
- Asociación de Prodelta**
- Concreciones dolomíticas**
- Inestabilidades sedimentarias**
- Arcillas oscuras**



Anexo 7.- Correlación de los Sistemas de San Felices Inferior y Superior en el sector de Fiscal



- Asociación de barra de desembocadura
- Asociación de procesos mareales
- Asociación de frente deltaico hiperpícnico
- Asociación de plataforma externa
- Asociación de Prodelta
- Inestabilidades sedimentarias

