

ESTUDIO TECTOSEDIMENTARIO DE LOS DEPÓSITOS OLIGO-MIOCENOS EN EL FRENTE DE SIERRAS EXTERIORES (SECTOR DE VADIELLO, HUESCA).



Trabajo Final de Master (TFM)

Máster en Geología: Técnicas y Aplicaciones (2016-2017)

Autor: Francho Gracia Puzo

Directores: Antonio Casas Sáinz y Aránzazu Luzón Aguado

ÍNDICE

| | |
|---|-----------|
| 1. INTRODUCCIÓN | 3 |
| 1.1 Situación geográfica | 3 |
| 1.2 Marco geológico | 6 |
| 1.2.1 Contexto estructural | 6 |
| 1.2.2 Contexto estratigráfico y paleogeográfico | 9 |
| 1.3 Antecedentes | 12 |
| 1.4 Objetivos y metodología..... | 13 |
| 2. ESTRATIGRAFÍA | 14 |
| 2.1 Descripción de los perfiles estratigráficos | 15 |
| 2.1.1 Perfil La Almunia (fig. 7)..... | 16 |
| 2.1.2 Perfil Penz (fig.7) | 20 |
| 2.1.3 Perfil Collado Paridera. (fig 8)..... | 20 |
| 2.1.4 Perfil El Pipre (fig 9)..... | 24 |
| 2.1.5 Perfil del Pito (fig. 9) | 25 |
| 2.2 Correlación de las columnas..... | 28 |
| 3. SEDIMENTOLOGÍA..... | 29 |
| 3.1 Descripción y distribución de litofacies. | 29 |
| 3.2 Interpretación de litofacies y sistemas sedimentarios..... | 36 |
| 4. DESCRIPCIÓN ESTRUCTURAL | 37 |
| 4.1 Marco estructural: La Subunidad tectónica de Vadiello..... | 37 |
| 4.2 Interpretación estructural. Cortes geológicos..... | 40 |
| 4.3 Afloramientos de estructuras asociadas a sedimentación sintectónica | 43 |
| 4.3.1. Discordancia progresiva de La Almunia del Romeral | 43 |
| 4.3.2 Sinclinal del Guatizalema | 44 |
| 4.3.3 Sinclinal de Ligüerri..... | 45 |
| 4.3.3 Onlap sector San Cosme y San Damián..... | 46 |
| 5. DISCUSIÓN | 47 |
| 5.1 Interpretación y cronología de la zona de Vadiello..... | 49 |
| 6. CONCLUSIONES | 53 |
| 7. BIBLIOGRAFÍA | 54 |

ANEXO 1

RESUMEN

El entorno de Vadiello, en el frente meridional de las Sierras Exteriores, muestra una serie de interacciones geológicas entre estructuras tectónicas y sedimentación que definen una compleja compleja arquitectura, en estrecha relación con su cinemática. En este trabajo, se analiza con detalle la estratigrafía y el dispositivo tectónico, a fin de describir las relaciones entre ambos aspectos, durante el depósito de sedimentos continentales entre el Oligoceno Superior y el Mioceno.

El dispositivo aluvial estudiado se dispone sobre la Subunidad Tectónica de Vadiello quedando condicionado su desarrollo y su evolución por la estructura y la actividad tectónica de este entorno, con alguna posible interacción climática. La serie muestra sedimentos lutíticos y arenosos, pero sobre todo conglomerados cuyo avance es registro de episodios tectónicos y la erosión del paleorrelieve, depositándose en una zona condicionada por el movimiento del cabalgamiento frontal surpirenaico y las estructuras asociadas al mismo.

ABSTRACT

The Vadiello site, located on the southern front of the Pyrenean External Sierras shows a handful of geological interactions, defining a complex area showing spectacular relationships between structural and sedimentary features. In this work, the stratigraphy and tectonic setting of this area are analysed, with the aim of describing the relationships between the two processes during the deposition of continental sediments at the Late Oligocene and Miocene.

The development of the Vadiello fan that overlies the Vadiello Tectonic Subunit was conditioned by the structure and the tectonic activity of this site. The stratigraphic record shows lutitic and sandy bodies, but the predominance of conglomerates is the proof (and provides the record) of the paleorelief erosion and several tectonic episodes related to deposition. These conglomerates were deposited in a zone conditioned by the movement of the South Pyrenean Thrust and its associated structures, with minor climate influence.

1. INTRODUCCIÓN

1.1 Situación geográfica

Este trabajo se encuentra geográficamente enmarcado en la zona central de la vertiente sur de los Pirineos, en la Sierra de Guara, provincia de Huesca (fig.1). Esta área representa la transición desde la llanura de la Cuenca del Ebro, y el somontano de la Hoya de Huesca, hacia las cumbres centrales y las zonas más montañosas de la Sierra. Es un entorno marcado por colinas y montañas de entre 1000 y 1300 metros, surcadas por el río Guatizalema que corta esta zona de Norte a Sur. Dos elementos geográficos distintivos de esta zona son: el mismo río y el pantano de Vadiello que lo embalsa; y los mallos: acantilados de conglomerado que caracterizan el relieve.

Esta zona, al igual que otras de la cara sur de la Sierra de Guara, es un paisaje de media montaña en el que aparecen barras calcáreas y otros materiales mesozoicos y cenozoicos, cubiertos con sedimentos clásticos de edad oligocena y posterior, que son en los que se centra este estudio. La zona aparece demarcada en la figura 1 y podemos dividirla en distintos sectores. El sector norte está dominado por un afloramiento conglomerático de dimensiones kilométricas, desde Cuello Bail, hacia los Mallos de Ligüerre o de Vadiello, el pantano de Vadiello y todo el entorno de la ermita de San Cosme y San Damián, y está bordeado al norte por barras calcáreas. Más al Norte de la zona de estudio encontramos las cumbres de la Sierra de Gabardiella y Sierra de Guara (con cumbre a 2077 metros sobre el nivel del mar) y la cubeta de Nocito, formada sobre materiales del Eoceno. Se puede relacionar la topografía de la zona con los materiales que afloran: los depósitos calcáreos formando las cumbres más prominentes en la sierra y paredes verticales en el valle del Guatizalema y su entorno, mientras que sedimentos como margas, arcillas y rocas salinas del Mesozoico forman valles o zonas deprimidas. En este entorno, llama la atención además, los Mallos de Vadiello de materiales conglomeráticos oligo-miocenos, que ofrecen los más escarpados relieves. Aparecen mayoritariamente concentrados en este sector norte de la zona de estudio, pero también se encuentran en la separada Peña del Pipre, a más de un kilómetro al sur de las acumulaciones conglomeráticas de Ligüerri, al norte.

El sector central de la zona de estudio está entorno a la Peña del Pipre e incluye las zonas cultivadas de la margen izquierda del margen del Guatizalema (en la figura 2 Penz o La Cruz Blanca). Finalmente, el sector sur, se extiende a partir del Cornito en las barras

calcáreas aflorantes más meridionales de las Sierras. Desde aquí, encontramos la transición en geografía y geología hacia la Cuenca del Ebro, donde encontramos los paisajes de somontano: el “Abadiado”, en los que los ríos y barrancos provenientes de la sierra moldean glacis, terrazas y otras formaciones superficiales de edades plio-cuaternarias.

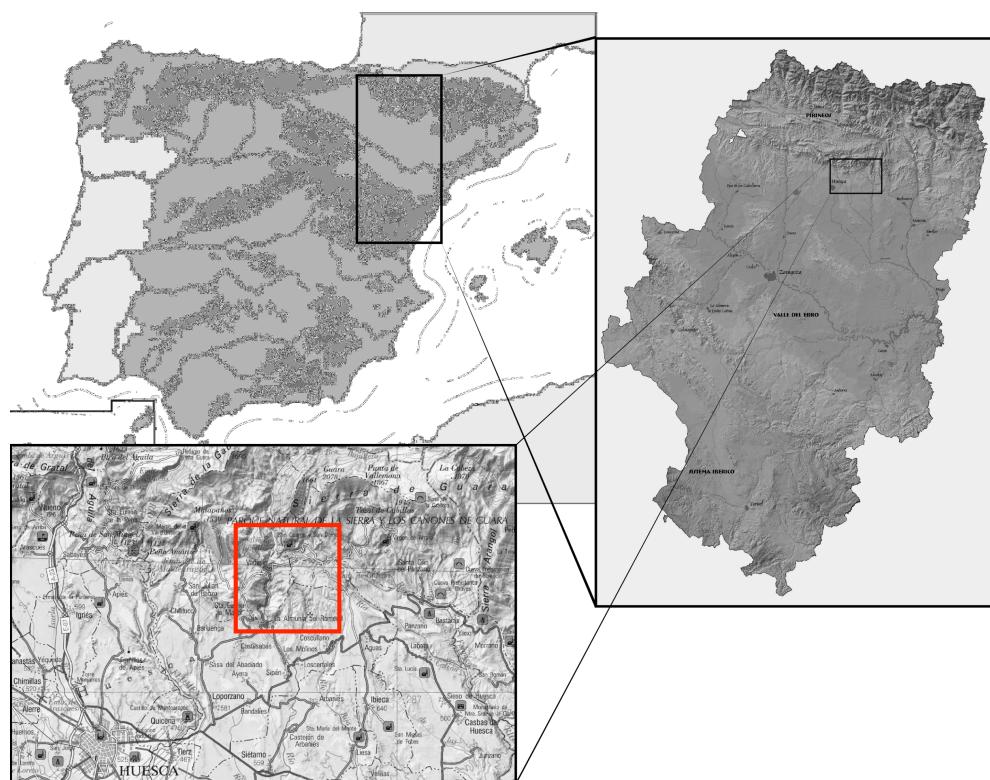


Figura 1: Contexto geográfico de la zona de estudio, enmarcada en rojo.

La mayor parte del estudio se ha realizado sobre el interfluvio entre los ríos Guatizalema y Calcón (fig.2), lugar dominado por la Peña del Pipre, mallo conglomerático localizado entre colinas y lomas con aterrazamientos antrópicos abandonados, zonas de pastos y reforestaciones. Otra serie de observaciones y mayoritariamente el estudio estructural se ha realizado en la margen derecha del río Guatizalema, dado que la carretera que lleva a la presa de Vadiello (HU-330) horada la serie estratigráfica de las Sierras Exteriores, y corta las estructuras que definen esta zona.

En cuanto al acceso a la zona, es posible a través de dos vías. Todas ellas parten de la carretera N-240, en concreto del cruce de Estrecho Quinto en el que se toma la carretera comarcal A-1227. Se puede elegir acceder a la margen derecha del Guatizalema y al embalse mismo de Vadiello, tomando la carretera local HU-330, dirección Loporzano, y

continuar, ya que lleva hacia la misma presa. Por otro lado, siguiendo la misma A-1227 dirección Bandaliés, se puede acceder a La Almunia del Romeral y otras zonas de la margen izquierda del Guatizalema.

En cuanto a poblaciones encontramos al sur La Almunia del Romeral, en el término municipal de Loporzano, y Santa Eulalia la Mayor, con 45 y 48 habitantes respectivamente. Cerca de la presa del embalse de Vadiello se encuentran las denominadas “Casas de Vadiello”, del mismo término municipal pero no llegan a conformar un núcleo poblacional. Sólo el sector cercano a la ermita de San Cosme y San Damián pertenece al término municipal de Casbas de Huesca, siendo el resto parte del municipio de Loporzano.

El clima en esta zona es eminentemente mediterráneo, con características de bioclima templado: tipo mediterráneo húmedo, con fuerte influencia continental (Rodríguez Vidal, 1983). Esto es, importantes contrastes de temperatura entre el verano y el invierno, con precipitaciones abundantes en primavera, y tormentas puntuales en verano. La oscilación térmica es alta, y se atenúa hacia las sierras.

La cubierta vegetal es variable en la zona, dependiendo de las orientaciones de laderas, altitud, humedad... Parte del paisaje de la zona se puede encontrar como áreas aterrazadas por la actividad agrícola humana, normalmente cultivadas con cereales en la mitad sur, y bosques de pino reforestado en la mitad norte. Muchas laderas, y aterrazamientos también, están abandonados o no son cultivados en la actualidad, y han sido ocupados por matorral bajo, garriga, u otras herbáceas.

Finalmente, destacar que la zona de estudio se encuentra en el límite meridional del Parque Natural de la Sierra y Los Cañones de Guara, que asimismo está catalogada con dos figuras de la Red Natura 2000: un LIC y una ZEPA con el mismo nombre que el Parque Natural.

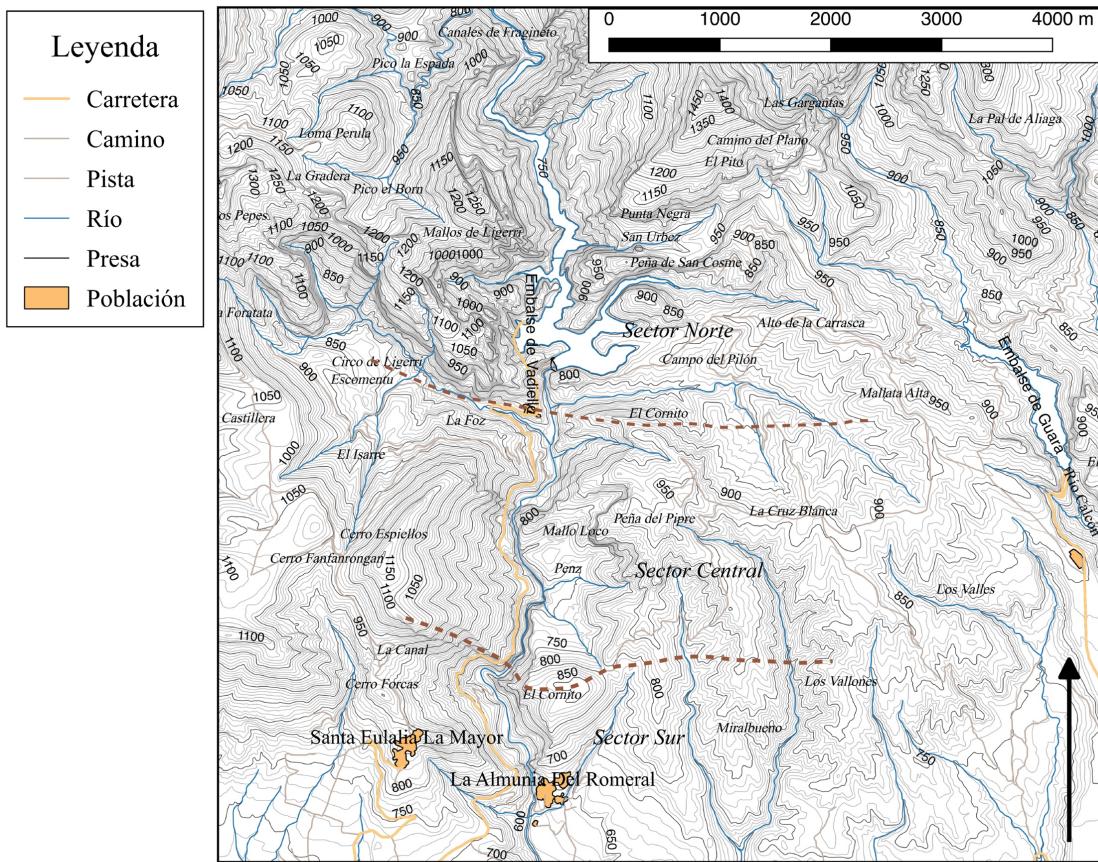


Figura 2: Mapa topográfico de la zona de estudio.

1.2 Marco geológico

1.2.1 Contexto estructural

Esta zona de la Sierra de Guara es parte de las denominadas Sierras Exteriores, margen montañoso meridional del orógeno Pirenaico. Los Pirineos constituyen una cordillera de orientación WNW-ESE que sutura el itsmo que separa la Península Ibérica de Europa. Se definen tradicionalmente (Mattauer, 1968, Choukroune et al. 1990) como un cinturón de pliegues y cabalgamientos que involucra materiales de basamento pre-hercínico, una serie mesozoica pre-orogénica, y sedimentos sintectónicos que incluyen materiales del Cretácico terminal, aunque son fundamentalmente Cenozoicos. La estructura del orógeno, deducida a partir del perfil sísmico de reflexión ECORS-Pyrenees (ECORS Pyrenees Team, 1988), define la estructura cortical en forma de cuña con doble vergencia asimétrica (fig.3): los principales sistemas de pliegues y cabalgamientos vergen al sur y se encuentran en la vertiente meridional de la cordillera (Séguret, 1972). Con lo cual las características orogénicas se definen con la disposición en abanico de los

cabalgamientos, la subducción parcial de la placa ibérica bajo la euroasiática, y por ende un engrosamiento cortical en la parte central.

Este orógeno se divide en:

Zona Axial, que ocupa la parte central de la cadena. Compuesta de rocas mayoritariamente paleozoicas que son registro de la orogenia Hercínica (Julivert et al., 1974). Por encima de las rocas del basamento hercínico aparecen materiales del Estefaniense-Pérmino y del Triásico inferior (Gisbert, 1981). Así, distintos investigadores interpretan la Zona Axial, como un apilamiento antiformal de láminas de cabalgamiento de materiales paleozoicos con vergencia hacia el sur (Muñoz 1992, García-Sansegundo, 1996).

Zona Norpirenaica, integrada mayoritariamente por depósitos mesozoicos y estructurada en láminas cabalgantes que involucran basamento y vergen mayoritariamente hacia el N. Limita al sur con la Zona Axial y as separa la falla Norpirenaica. Esta falla es de escala cortical, y es interpretada tradicionalmente como sutura de la colisión entre placas, asociada a rocas ultramáficas y desarrollo de metamorfismos de alta temperatura y baja presión (Goldberg, 1987).

Zona Surpirenaica, caracterizada por un sistema imbricado de láminas cabalgantes de cobertura vergentes predominantemente al Sur (Séguret, 1972). Contiene depósitos mesozoicos y cenozoicos. Lateralmente, se subdivide en zonas paralelas a la dirección del orógeno, y en unidades tectónicas de carácter regional y local. Nos centraremos en el límite sur de la Zona Surpirenaica, borde meridional del orógeno.

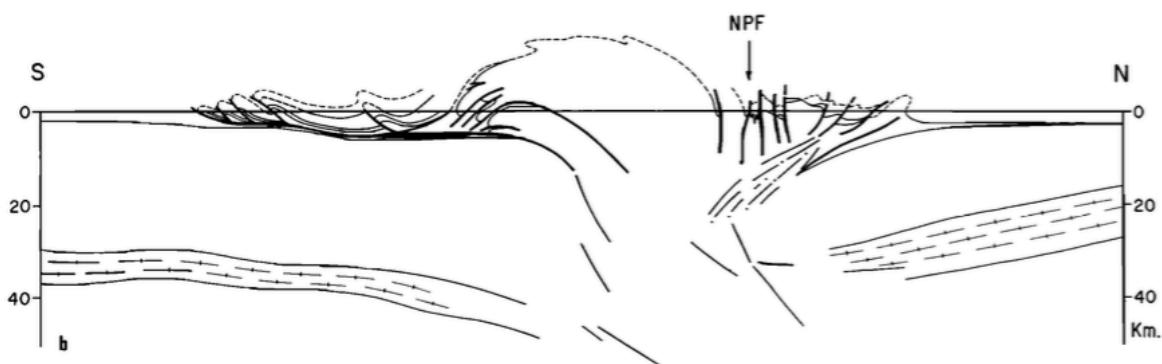


Figura 3: Corte estructural de los Pirineos, a partir de los perfiles ECORS (tomado de Choukroune et al. 1990).

Así, la Zona Surpirenaica se puede dividir en distintas subunidades, que caracterizan esta vertiente sur. Las Sierras Interiores, anejas a la Zona Axial y formadas por rocas sedimentarias de edad Cretácico superior-Eoceno (Teixell, 1990). La principal

característica estructural son sistemas de cabalgamientos de orientación pirenaica (WNW-ESE) con anticlinales de bloque superior asociados, entroncados en cabalgamientos basales, que llegan a afectar la siguiente subunidad (Labaume, 1983; Teixell, 1992).

Ésta, en el sector centro-occidental, es la Cuenca de Jaca, parte de la más amplia Cuenca Surpirenaica, término en el que se integra el antepaís sinorogénico, incluyendo sectores más orientales, como la cuenca de Graus-Tremp. La Cuenca de Jaca corresponde a un sinforme asimétrico relleno de materiales esencialmente paleógenos (Montes, 2002). En la parte septentrional domina el afloramiento de turbiditas eocenas (Labaume et al., 1985), mientras al sur, materiales del Eoceno superior y Oligoceno conforman el sinclinal del Guarga, en facies dominanteamente fluviales (Puigdefábregas, 1975).

Cámara y Klimowitz (1985) definen en la zona surpirenaica una secuencia de cabalgamientos de cobertura de bloque inferior. Los primeros cabalgamientos en formarse son los más septentrionales, generalmente relacionados con la inversión de antiguas fallas extensionales (Millán, 1996). Los últimos en emplazarse serían los meridionales, conformando el Frente de Cabalgamiento Surpirenaico, una estrecha banda de deformación en la que no hay indicios de que esté condicionada por estructuras previas (Millán, 1996).

Y finalmente cabe diferenciar la parte meridional de la Zona Surpirenaica en su sector centro-occidental de la zona situada al Este del Río Cinca, denominadas como Sierras Marginales y de caracterización tectónica distinta, parte frontal de la Unidad Surpirenaica Central (Millán, 1996, y Seguret, 1972), que difiere en edad y procesos de esta zona. Esta es la cobertura afectada por las láminas cabalgantes de Boixols-Turbón, Cotiella, Montsec y Sierras Marginales.

El conjunto de las Sierras Exteriores tiene una orientación próxima a WNW-ESE y en ella afloran rocas de entre el Triásico y el Mioceno (Almela y Ríos, 1951). En las Sierras Exteriores el dispositivo estructural se constituye como un conjunto de pliegues y cabalgamientos que se superponen a los materiales de la Cuenca del Ebro, mediante el cabalgamiento basal del Guarga. Cabe mencionar que más al sur, en la Cuenca del Ebro existen estructuras contractivas como el anticlinal de Barbastro (Millán, 1996; Luzón, 2001).

Una característica distintiva de las Sierras Exteriores, desarrolladas principalmente como resultado del empuje convergente durante la orogenia alpina, es la aparición de numerosos pliegues N-S, casi perpendiculares a la dirección del orógeno y del

cabalgamiento frontal. Estos pliegues son sinsedimentarios, tal y como registra el desarrollo de discordancias progresivas afectando a materiales del Eoceno medio-superior. Estos pliegues son más grandes hacia el Este, y disminuyen de longitud y magnitud hacia el Oeste (Puigdefábregas, 1975, Millán et al. 1994). Por lo tanto, es de esperar que en nuestra zona de trabajo, vayamos a encontrar una interferencia entre dos direcciones estructurales, una característica definitoria de esta zona surpirenaica.

La carga a la que se sometió el margen de la Placa Ibérica con el progresivo avance y emplazamiento de láminas de cabalgamiento sumado a la carga sedimentaria y la acción de fuerzas subcorticales, produjeron una importante subsidencia en el frente surpirenaico y el consecuente desarrollo de una cuenca de antepaís (Millán et al. 1995), la Cuenca del Ebro cuyo en su borde norte está afectado en esta zona por estructuras que muestran direcciones congruentes con la estructura del orógeno y, en especial, de las Sierras Exteriores. Es la última cuenca de antepaís de los Pirineos en su secuencia de cabalgamientos de bloque inferior, y limita al Norte con este mismo orógeno, al Sur con la Cordillera Ibérica, y al Este con la Cadena Costero Catalana. La Cuenca del Ebro adquiere su configuración estructural durante el Oligoceno y el Mioceno, paralelamente a las últimas fases de emplazamiento de los mantos pirenaicos.

El dominio estructural en el que se sitúa este TFM es el contacto entre la Cuenca del Ebro y el sector más externo del Pirineo en su zona central. En términos geológicos, esta zona es denominada por Millán (1996): Subunidad Tectónica de Vadiello, y cuyo nombre se adoptará dada la singularidad geológica y geográfica del entorno.

1.2.2 Contexto estratigráfico y paleogeográfico

En relación con la serie que compone las Sierras Exteriores en el ámbito geográfico de Vadiello, los materiales más antiguos que afloran datan del Mesozoico, correspondiéndose con los niveles evaporíticos, arcillosos y calcáreos del Triásico (Samsó Escolá et al. 2014). Concretamente, aparecen niveles del Muschelkalk medio y superior y del Keuper, cuya importancia reside en que sirven como despegue para el frente cabalgante pirenaico. No es posible observar la base de estos materiales en ningún punto. Aunque las capas del Muschelkalk superior y el Keuper pueden llegar a superar los 200 metros de espesor. La representación de la serie estratigráfica de Sierras Exteriores aparece en la figura 4.

Sobre los materiales triásicos existe una laguna estratigráfica y aparecen rocas del Cretácico superior en aparente concordancia sobre los materiales del Keuper. Concretamente, el Santoniense está representando por materiales heterolíticos con areniscas, calizas, calcarenitas, margas y lutitas, de entre unos 100 y 150 metros de espesor, interpretadas como registro de un medio transicional. Sobre estos materiales se localizan unos 50-60 metros de facies Garum registran el tránsito Cretácico-Paleógeno. Corresponde a arcillas rojas con intercalaciones areniscosas que representan facies aluviales.

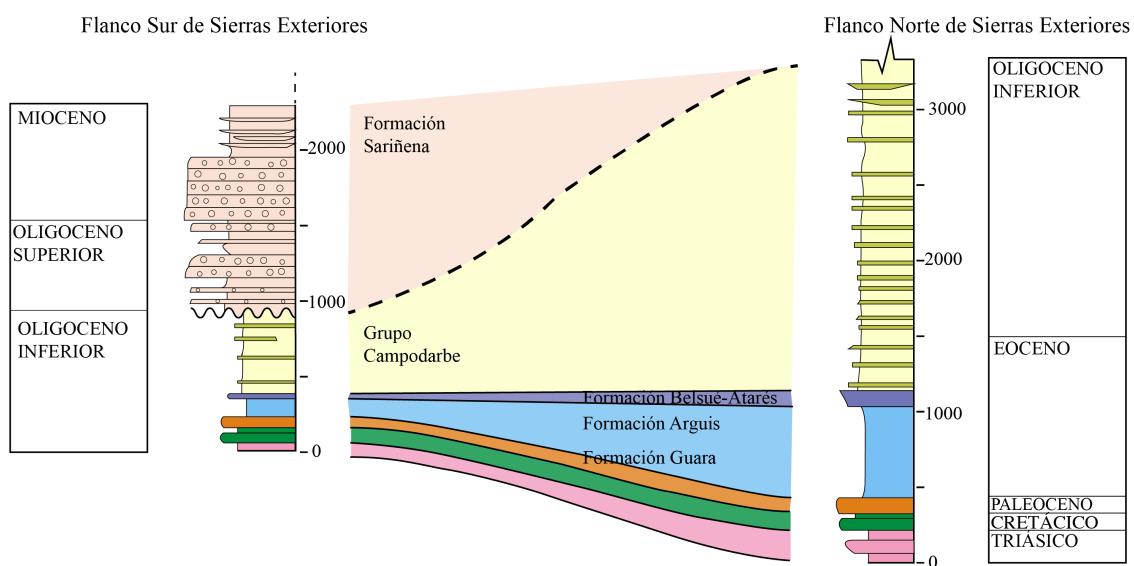


Figura 4: Columna sintética de Sierras exteriores, modificada de Montes (2002)

Más moderna es la Fm. Boltaña (Barnolas et al. 1991) constituida dominante por calizas de plataforma marina de edad Cuisiense que alcanzan hasta 50 m de espesor en Sierras Exteriores e incluyen areniscas calcáreas.

Por encima de estas capas, y de relevancia en el entorno de Vadiello y en todas las Sierras Exteriores, aparece la Fm. Guara, heterolítica, con areniscas, conglomerados, lutitas, aunque dominan calizas. Su espesor en la zona de estudio es entorno a 550 metros, se divide en tres miembros y representa ambientes de plataforma, más o menos profunda y terrígena (Silva-Casal et al. 2013).

Sobre la Fm. Guara aparece la Fm. Arguis, de edad Luteciense superior-Priaboniense inferior; está formada por margas grises con algunas intercalaciones limosas. Aunque en nuestra zona su espesor es escaso, podemos señalar que aparecen hasta unos 400 m en zonas cercanas como el sinclinal de Belsué. Se corresponde a una plataforma margosa que pasa de condiciones fóticas a condiciones profundas. Aparece

con afloramientos limitados la Fm. Belsué-Atarés, lateral a la anterior (Puigdefábregas 1975). Contiene areniscas, en grandes paquetes con estratificación cruzada con intercalaciones de margas grises, y niveles de limos, por lo que se interpreta clásicamente como facies depositadas en un medio deltaico. El mismo autor también describe como lateral la Fm. Campodarbe, integrada especialmente por sedimentos fluviales que aparecen mayoritariamente en el sinclinalio del Guarga, encontrándose en Sierras Exteriores sólo los materiales más bajos de este conjunto.

Los depósitos continentales que se han estudiado en este trabajo presentan una edad Oligo-Miocena (Luzón, 2001; 2005). Forman parte de la Cuenca del Ebro y del borde meridional de las Sierras Exteriores a la que corresponde la serie estratigráfica descrita. Estas rocas de edad oligo-miocena han sido incluidas en la Fm. Sariñena, definida por Quirantes (1969), misma formación que la Fm Uncastillo de Soler y Puigdefábregas (1970).

Durante el Paleoceno y el Eoceno, la Cuenca del Ebro estuvo en conexión con el mar. Sin embargo, desde el Eoceno superior al Mioceno superior ésta funcionó como un sistema endorreico con sedimentación continental. Durante esta etapa aparecen sistemas aluviales que se expandieron desde los márgenes tectónicamente activos hacia el interior de la cuenca donde conectaron con sistemas lacustres salinos o carbonatados (Muñoz et al. 2002). Todo ello se refleja en la serie estratigráfica aflorante, con facies detríticas groseras en los bordes que pasan gradualmente a calizas y yesos en el centro de la misma. La evolución de los sistemas sedimentarios estuvo en relación con las actividad tectónica en los márgenes de la cuenca, y más concretamente en este margen con la del orógeno pirenaico, de manera que en episodios de actividad tectónica los sistemas aluviales progradaron y los sistemas lacustres se contrajeron y viceversa. es en este contexto en el que se depositaron los materiales analizados en este trabajo.

En concreto los materiales continentales del sector central del margen septentrional de la cuenca forman parte del **Sistema aluvio-fluvial Pirenaico** (Hirst y Nichols, 1986; Luzón, 2001). Bordea la vertiente sur de los Pirineos, estando su evolución y desarrollo controlados por la evolución tectónica del Pirineo durante el Oligoceno y el Mioceno. De esta forma algunos depósitos autóctonos de edad Oligocena han quedado por debajo de los cabalgamientos frontales surpirenaicos. Los depósitos Miocenos se sitúan en cambio mayoritariamente discordantes sobre el frente cabalgante (Riba et al., 1983, Millán, 1996, Luzón, 2001)

Existieron dos grandes sistemas aluviales: el Sistema de Huesca (fig. 5), y el Sistema de Luna. El sistema de Huesca, más próximo a la zona de estudio tendría su área fuente en las zonas internas pirenaicas, y accedería a la Cuenca del Ebro por la zona de Graus (Luzón, 2001). Entre ambos sistemas fluviales existieron abanicos aluviales de menores dimensiones cuya localización estuvo condicionada por la posición de las estructuras en el frente de las Sierras. De este modo Hirst (1983) y Luzón (2001) definen los sistemas deposicionales de Sta. Cilia y de Vadiello, entre otros, cuya área fuente se localizó respectivamente en la parte frontal de las Sierras Exteriores, y en los materiales previamente depositados en la Cuenca de Jaca. Es en el sistema de Vadiello en el que se desarrolla este trabajo. En la zona de estudio dominan las facies aluviales, con predominio de cuerpos conglomeráticos de extensión kilométrica con intercalaciones de arenas y lutitas; estos materiales se interdigitán hacia el sur con las facies fluviales del Sistema de Huesca (Luzón, 2001; 2005).

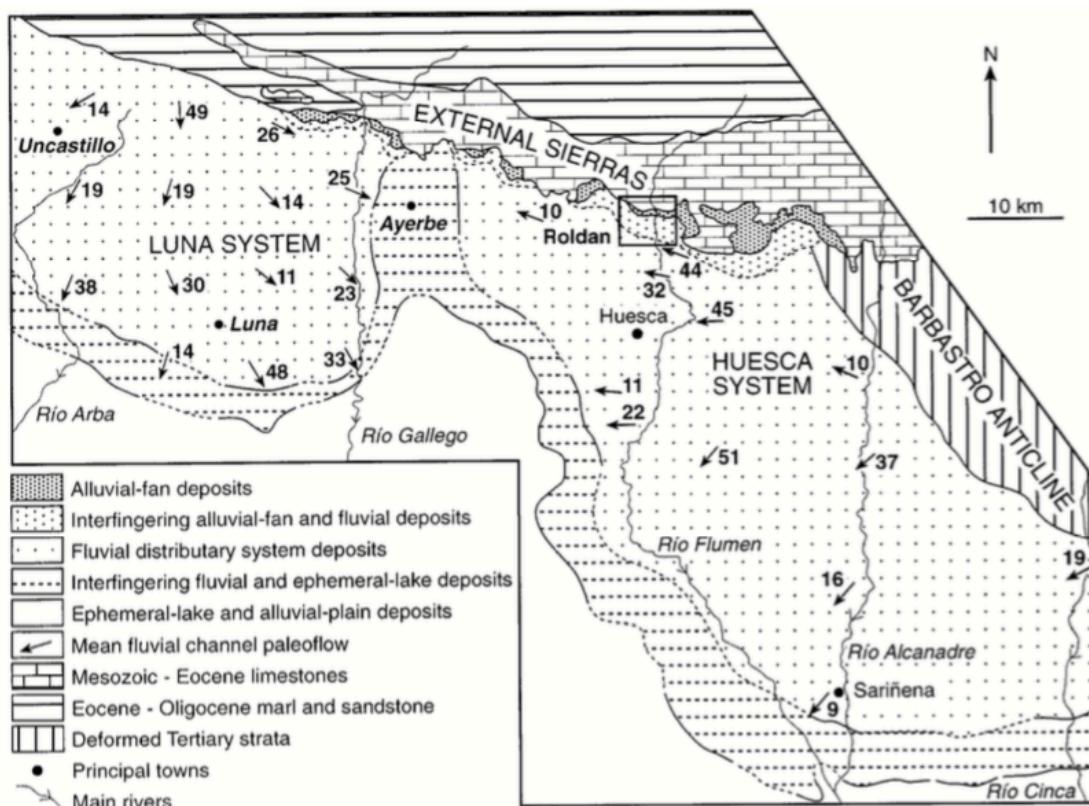


Figura 5: Margen Norte de la cuenca del Ebro, en contacto con Sierras Exteriores (tomada de Nicols y Hirst, 1998).

1.3 Antecedentes

En el entorno específico de Vadiello se han realizado pocos trabajos geológicos. Encontramos las cartografías realizadas para la segunda serie MAGNA,

correspondiéndose la zona con la Hoja nº248, Apiés, de Samsó Escolá et al. (2014). La primera serie de esta cartografía en la hoja fue descrita por Almela y Ríos (1951). Más recientemente ha sido recogida en la serie GEODE, mapa digital continuo integradora de la Serie MAGNA, iniciado en el 2004. La hoja 248 está incluida dentro de la zona 1600 del Geode: Cuenca Vasco-Cantábrica y Pirineos.

La tesis de Luzón (2001) incluye un exhaustivo estudio estratigráfico y sedimentológico, así como las relaciones tectónica-sedimentación de los materiales oligo-miocenos de un amplio sector de la zona norte de la Cuenca del Ebro en el que se incluye la zona de estudio. Define para la zona de Vadiello la Unidad Conglomerados y Areniscas de Vadiello, dentro de las denominadas Facies de Conglomerados Marginales a las que se corresponden los materiales estudiados.

Otra referencia de tesis doctoral es Millán (1996), quién dedica un subapartado a la Subunidad Tectónica de Vadiello, además de 3 cortes. También, otras tesis centradas en la Estratigrafía, incluyen parcialmente esta zona como las de Montes (2002), o la de Hirst (1983). Por lo demás, otras referencias que se acercan directa o indirectamente a la zona de Vadiello son: Quirantes (1969), Hirst y Nichols (1986), Anastasio y De Paor, (1987) o Millán Garrido et al., (2000).

1.4 Objetivos y metodología.

El objetivo principal de este trabajo es estudiar con detalle los depósitos clásticos oligo-miocenos adosados al frente de Sierras Exteriores en el entorno de Vadiello, caracterizando sus facies. Un segundo objetivo, si bien de idéntica importancia, consiste en entender la relación de estos materiales con la actividad tectónica tardía del frente de cabalgamiento surpirenaico, por lo que será necesario igualmente caracterizar la estructura del entorno. Finalmente, integrando todos los resultados, se pretende establecer un modelo temporal para la evolución de este entorno, durante el depósito de la serie oligo-miocena.

Para ello, la metodología seguida consiste en

- Revisión de la bibliografía, tanto de trabajos que estudiaron este entorno como zonas próximas de las Sierras Exteriores.
- La realización de un estudio mediante fotografía aérea (fotogramas a escala 1:18000 del año 1982) que permite facilitar el trabajo en el campo, y el seguimiento

de las líneas de capa, para establecer la correlación entre los perfiles con el objetivo de cubrir toda la serie aflorante en distintos sectores de la zona.

- Levantamiento de perfiles, condicionado por los afloramientos discontinuos de la serie, pero cuyos puntos de base y techo están seleccionados para cubrir toda la serie.
- Toma de datos estructurales, incluyendo las capas pre-oligocenas, así como numerosas fotos de estructuras susceptibles de registrar actividad tectónica.
- Caracterización e interpretación de litofacies, a partir de características como geometría de estratos, estructuras sedimentarias y características texturales
- Detallado estudio de aquellos entornos en los que se observan relaciones tectónica-sedimentación.

2. ESTRATIGRAFÍA

Uno de los principales objetivos de este trabajo es la caracterización estratigráfica del conjunto conglomerático que se sitúa sobre la Unidad Tectónica de Vadiello. Se pretende describir y analizar los sedimentos que componen la serie oligo-miocena, de tal manera que las columnas se realizaron buscando completar la serie vertical gracias al seguimiento y enlace de las líneas de capa, como se observa en la figura 6. Existen zonas sin afloramientos, normalmente vastas, cubiertas por bosques reforestados, aterrazamientos de cultivos, y pastos, aspecto que ha dificultado la obtención de series completas en distintos puntos. Por ello, en el mapa se puede observar discontinuidad geográfica entre los puntos de estudio estratigráfico.

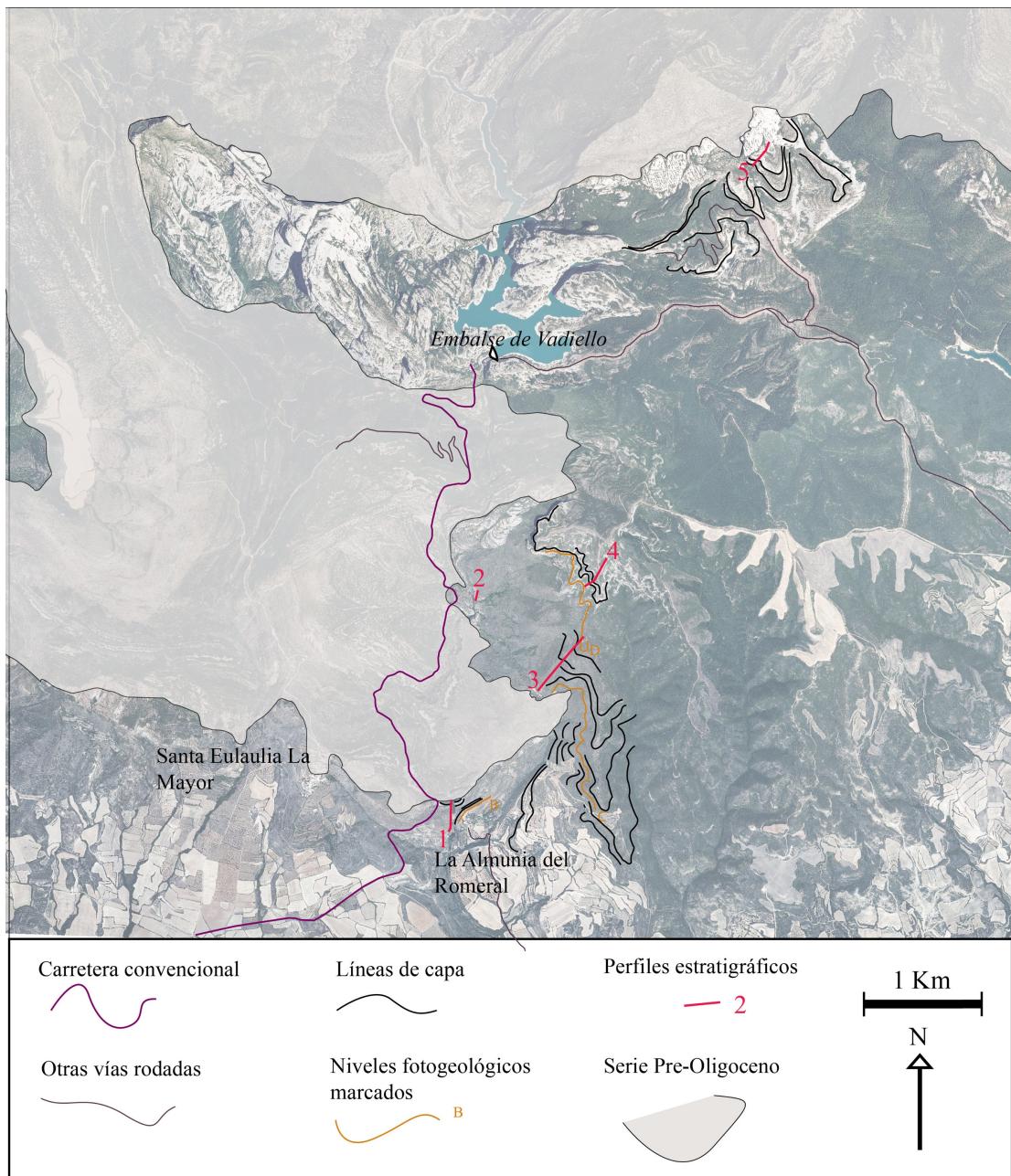


Figura 6: Mapa fotogeológico, modificado de la Hoja 248 de la Serie MAGNA (Samsó Escolá et al. 1991). Perfil 1: La Almunia, Perfil 2: Penz, Perfil 3: Collado Paridera, Perfil 4: El Pipre, Perfil 5: El Pito.

2.1 Descripción de los perfiles estratigráficos

Se han levantado un total de 5 perfiles estratigráficos, que de Sur a Norte son: Perfil de La Almunia, Perfil Penz, Perfil Collado-Paridera, Perfil El Pipre y el Perfil El Pito (fig. anterior).

Con estos perfiles se pretende obtener la información necesaria analizar la serie continental Oligo-Miocena que aflora en la zona de Vadiello. Por ello, y con objeto de

cubrir toda la serie, se levantaron intentando enlazar la posición estratigráfica de techo o la base de cada uno con los del perfil inmediatamente más próximo.

2.1.1 Perfil La Almunia (fig. 7)

Situación: Hoja 248 (Apiés) M.T.N 1:50.000. Se sitúa en la orilla izquierda del Río Guatizalema, en el entorno de la Almunia del Romeral. Sus coordenadas UTM son:

Base: 30TYM 724308 – 4676500

Techo: 30TYM 724284 – 4676243

Descripción:

De base a techo se han diferenciado los siguientes tramos:

Tramo 1: 11 m de conglomerados y brechas grises anaranjados-versicolores, con intercalaciones de arenisca (anaranjada).

Los conglomerados son generalmente granosostenidos, y contienen cantes son calcáreos, de distintos colores (amarillos, grises, rojizos). Estos cantes son de angulosos a subredondeados, de entre 1 a 15 cm de media, y un centílo de 30 cm. Los materiales se disponen en estratos tabulares de entre 90 y 175 cm de espesor que contienen secuencias granodecrescentes.

Las areniscas son de grano medio-fino, y aparecen en estratos de geometría tabular con espesores entre 10 y 50 cm.

Tramo 2 : 2,3 m de areniscas marrones con intercalaciones de conglomerados grises-anaranjados.

Las areniscas tienen grano grueso-medio y aparecen en estratos de geometría tabular. Son generalmente masivas, con laminación horizontal ocasional.

Los conglomerados son granosostenidos, con cantes de subredondeados a subangulosos generalmente centimétricos, y con un centílo de unos 20 cm,. Estos cantes son fundamentalmente calcáreos, aunque de diversos colores. Se disponen en cuerpos tabulares de espesor decimétrico con bases localmente canalizadas.

Tramo 3: 18,3 m de conglomerados grises-anaranjados con intercalaciones de areniscas anaranjadas.

Los conglomerados son granosostenidos y con matriz arenosa. Los cantes son de calizas versicolores, aunque puntualmente aparecen cuarcitas. Son subangulosos a redondeados, con diámetros medios de entre 1 y 15 cm, siendo el centílo de 25 cm. Por lo general, los estratos tienen geometría tabular y con secuencias granocrescentes, si bien hay algunos niveles canaliformes con cantes muy abundantes a la base de los estratos.

Las areniscas, de grano fino-medio, aparecen en capas irregulares aunque pueden ser tabulares. Intercalan en niveles centimétricos a decimétricos de conglomerados.

Tramo 4: 10,5 m de areniscas anaranjadas con intercalaciones de conglomerados grises hacia el techo del tramo.

Las areniscas son de grano medio y se disponen en cuerpos tabulares de espesor decimétrico con bases localmente irregulares-canaliformes.

Los conglomerados son no grano sostenidos y están compuestos de cantes calcáreos versicolores. Se encuentran en las bases de estratos areniscosos, si bien aparecen también como cuerpos irregulares individuales que varían de 30 a 60 cm de espesor y que lateralmente pasan a areniscas.

Tramo 5: 7,7 m de conglomerados grises con intercalaciones de areniscas anaranjadas.

Las areniscas son de grano medio y se disponen en niveles tabulares de 2 a 25 cm de potencia, con bases canaliformes.

Los conglomerados, no granosostenidos, se componen de cantes calcáreos versicolores, de redondeados a subangulosos, con diámetros de entre 1 y 10 cm, con centílo de 25 cm. Forman secuencias grava-arena granodecrescentes.

Tramo 6: 13,2 m de areniscas anaranjadas con pasadas de cantes con intercalaciones de lutitas marrones.

Las areniscas son generalmente de grano medio-fino y forman niveles tabulares a veces irregulares. Pueden presentar *ripples*, y muy a menudo secuencias granodecrescentes y estratodecrescentes.

Los conglomerados, no granosostenidos, incluyen cantes subangulosos a subredondeados de calizas y se presentan en capas de entre 5 y 70 cm de espesor y geometría irregular. El centílo es de hasta 23 cm.

Las lutitas son masivas y se presentan en cuerpos tabulares de hasta 40 cm de potencia.

Tramo 7: 12,4 m de areniscas anaranjadas con intercalaciones de conglomerados grises y de lutitas anaranjadas.

Las areniscas son de grano medio a fino, en niveles tabulares e irregulares de 2 a 60 cm de potencia, con base localmente canalizada. Pueden presentar *ripples* y generalmente son granodecrescentes.

Los conglomerados son no granosostenidos y contienen cantes de 5 a 35 cm formando secuencias granodecrescentes de espesor decimétrico.

Las lutitas son masivas y aparecen en un nivel de 50 cm entre los estratos arenosos.

Tramo 8: 14,5 m de alternancia de areniscas anaranjadas, conglomerados grises-anaranjados y lutitas ocres.

Las areniscas son de grano-medio fino, forman cuerpos tabulares y puntualmente lenticulares de espesor decimétrico a centimétrico formados por secuencias granodecrescentes. Se observa laminación paralela dentro de algunos estratos.

Los conglomerados, no granosostenidos, aparecen en estratos de espesor decimétrico con cantes calcáreos redondeados a subredondeados de hasta 6 cm. La geometría es tabular, aunque con irregularidades a base y techo.

Las lutitas son masivas, y forman niveles de espesor centimétrico mayoritariamente.

Tramo 9: 10,5 m de lutitas ocres-anaranjadas con intercalaciones de areniscas anaranjadas.

Las lutitas son de textura masiva, e integran estratos de espesor métrico.

Las areniscas son de grano medio-fino, y se disponen en dos bancos de espesor métrico. La geometría de los mismos es tabular.

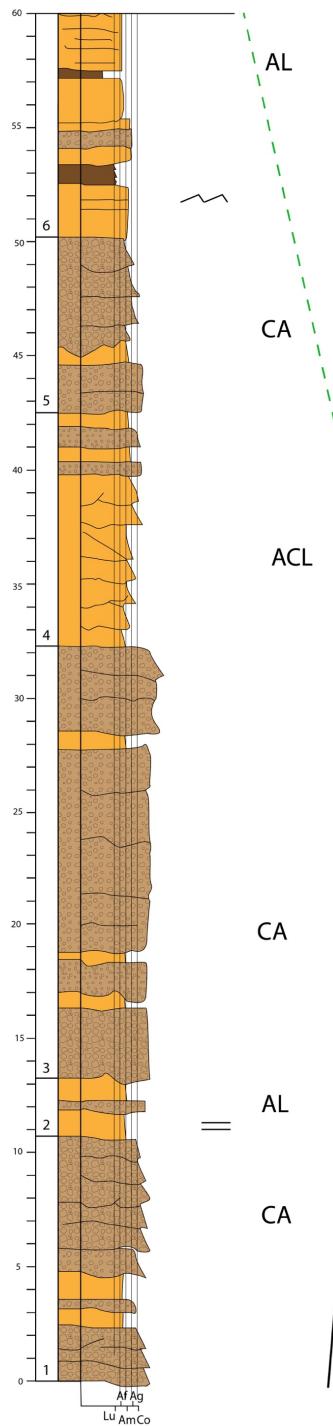
Tramo 10: 6,7 metros de areniscas anaranjadas con intercalaciones de conglomerados grises-anaranjados.

Las areniscas son de grano medio y se disponen en estratos tabulares de hasta 80 cm de espesor. Son de grano medio.

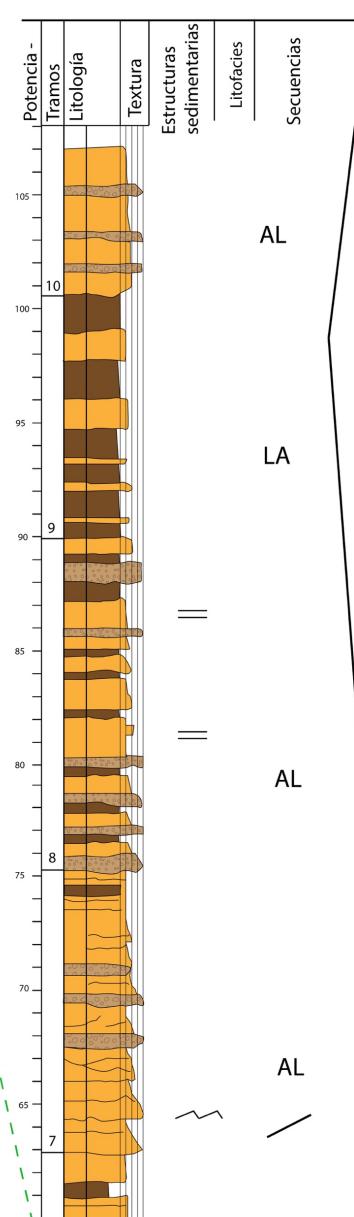
Los conglomerados son no granosostenidos y aparecen en estratos tabulares-irregulares de 10 a 60 cm, con cantos calcáreos grises de tamaño centimétrico a decimétrico.



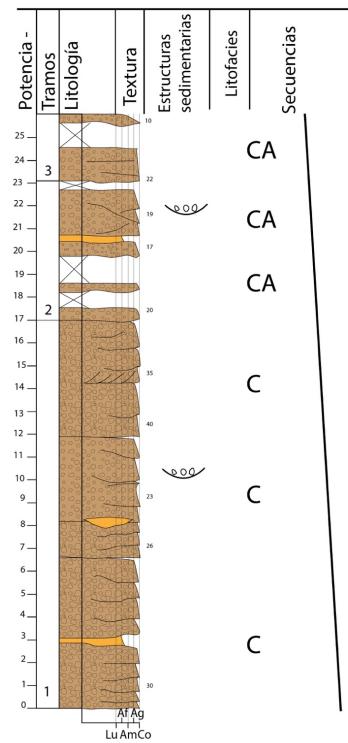
Afloramientos sobre los que se realiza el perfil La Almunia



Perfil La Almunia



Perfil Penz



Afloramientos sobre los que se realiza el perfil Penz

Leyenda

| | | | |
|--|---|--|---------------------------------------|
| | Lutitas | | Laminación o estratificación paralela |
| | Arenisca | | Estratificación cruzada |
| | Arenisca con cantos | | Ripples |
| | Conglomerado (Centilo>25 cm) | | Estructuras canaliformes |
| | Conglomerado (Centilo entre 15 y 25 cm) | | |
| | Conglomerado (Centilo <15 cm) | | |

Figura 7: Perfiles de La Almunia y Penz

2.1.2 Perfil Penz (fig.7)

Situación: Hoja 248 (Apiés) M.T.N 1:50.000. El perfil está situado en la orilla izquierda de la margen izquierda del Río Guatizalema en el entorno de la Peña del Pipre.

Base : 30TYM 244475.5, 78134

Techo: 30TYM 24460.1, 78240.3

Descripción:

De base a techo se han diferenciado los siguientes tramos:

Tramo 1: 17 m de conglomerados monomícticos grises.

Afloramiento de aspecto masivo en el que se reconocen algunos estratos. La textura de los conglomerados es granosostenida y son monomícticos. Los cantes son calcáreos, heterométricos y subangulosos, con un tamaño medio de 10 cm y un centílo de 35 cm. La matriz es arenisca anaranjada de grano medio. La evolución del tramo es granodecreciente y la proporción de matriz crece hacia techo. La geometría de los cuerpos que se distinguen es irregular, aunque aparecen superficies de estratificación canaliformes en los términos superiores.

Tramo 2: 6,1 m de conglomerados monomícticos grises con intercalaciones de areniscas anaranjadas y lutitas marrones.

Los conglomerados son no granosostenidos, con cantes calcáreos con un centílo de 20 cm. Los cuerpos son irregulares y algunos presentan base canaliforme.

Las areniscas son de grano medio, y aparecen en un solo estrato tabular. Se observan laminación de manera muy puntual.

Las lutitas presentan textura masiva y están parcialmente cubiertas.

Tramo 3: 2,9 m de lutitas marrones con intercalaciones de conglomerados grises.

Las lutitas presentan textura masiva, y están parcialmente cubiertas.

Los conglomerados son no granosostenidos, con matriz areniscosa anaranjada. Los cantes son calcáreos, subredondeados, siendo el centílo de 10 cm.

2.1.3 Perfil Collado Paridera. (fig 8)

Situación: Hoja 248 (Apiés) M.T.N 1:50.000. El perfil está a unos 2,5 km al NNE de la población de La Almunia del Romeral. Su base está en un collado que separa dos valles de la margen izquierda del Río Guatizalema, y el techo se encuentra en una loma a 785 metros de altura.

Base : 30 TYM 24994.2, 77436.5

Techo: 30 TYM 25318.7, 77854.8

Descripción:

De base a techo se han diferenciado los siguientes tramos:

Tramo 1: 18 m de lutitas anaranjadas con intercalaciones de areniscas grises y conglomerados versicolores.

Las lutitas son masivas y conforman capas tabulares de espesor centimétrico a métrico. Los conglomerados son no granosostenidos, heterolíticos (con clastos de calizas de distintos colores y cuarcita); el centílo es de 5 cm. Se reconoce estratificación horizontal con los cantes organizados en pasadas horizontales, con algunas de ellas muy ricas en matriz arenosa. Aparecen en dos bancos, de 50 y 70 cm, con geometría tabular aunque con la base localmente irregular. Las areniscas, de grano medio, se disponen en estratos masivos de 2 a 55 cm. La geometría de los cuerpos es tabular, aunque puntualmente aparecen canales, que contienen cantes calcáreos en la base con un centílo 7 cm.

Tramo 2: 8,7 m de lutitas anaranjadas con intercalaciones de areniscas anaranjadas y marrones.

Las lutitas son masivas y en corte fresco presentan colores anaranjados y marronáceos claros. Forman capas decimétricas a métricas, que están parcialmente cubiertas. Las areniscas tienen grano grueso a fino reconociéndose secuencias de evolución granodecreciente. Aparecen cantes heterolíticos, con un centílo de 2 cm. Los estratos de geometría tabular, aunque puntualmente presentan irregularidades basales, presentan entre 10 y 20 cm de espesor.

Tramo 3: 14,7 m de lutitas, con intercalaciones de areniscas anaranjadas y conglomerados ocre-grisáceos.

Las lutitas aparecen parcialmente cubiertas, tienen textura masiva, y forman niveles tabulares cuyo espesor varía de centimétrico a métrico. Las areniscas son de grano grueso a fino, con pasadas puntuales de cantes, de hasta 2 cm de centílo, especialmente concentrados en capas canaliformes. Se organizan en bancos cuya geometría es tabular aunque tienen formas canaliformes internas y en la base, y su potencia de 18 a 50 cm, pero también existen estratos de entre 1 y 10 cm. Los conglomerados son fundamentalmente no granosostenidos, y hay capas en las que la matriz escasea. Son heterolíticos y se disponen en bancos con geometría tabular de entre 15 y 50 cm aunque la base localmente es canaliforme e irregular.

Tramo 4: 23 m de lutitas anaranjadas con intercalaciones de areniscas anaranjadas y conglomerados grises-anaranjados.

Las lutitas, de textura masiva, forman bancos groseramente tabulares de espesor decimétrico a métrico, que pueden incluir intercalaciones centimétricas de arenisca masiva de grano medio a grueso.

Las areniscas muestran grano medio a grueso, con pasadas de cantes de hasta 2 cm. En general se presentan en cuerpos irregulares, a veces muy potentes de entre 10 y 80 cm de espesor y tienen evoluciones granodecrecientes puntuales. Aparecen en estratos y bancos de entre 10 y 80 cm y su geometría es irregular en afloramiento.

Los conglomerados son no granosostenidos y heterolíticos. Los cantes están subredondeados, y presentan un centílo de hasta 10 cm. Se disponen en bancos de geometría generalmente tabular, de 25 a 38 cm, con evolución granocreciente.

Tramo 5: 5,25 m de alternancia de conglomerado grises-anaranjados y lutitas marrones, con intercalaciones areniscosas amarillentas.

Las lutitas son masivas y aparecen en estratos tabulares de espesores centimétricos a decimétricos. Los conglomerados son no granosostenidos y los cantos que contiene son heterolíticos, con un centílo de 10 cm. Se organizan en dos bancos más potentes, de hasta 60 cm de espesor y en estratos centimétricos con bases ligeramente canaliformes formando cuerpos tabulares de mayor potencia.

Las areniscas, de textura grano medio-grueso aparecen entre intercalando los conglomerados o las lutitas, en estratos tabulares de 10 a 18 cm de espesor.

Tramo 6: 32,8 m de lutitas ocres-amarillentas con intercalaciones de conglomerados grises-anaranjados y areniscas anaranjadas.

Las lutitas, masivas, aparecen mayoritariamente cubiertas, en capas de potencia decimétrica a métrica.

Los conglomerados son no granosostenidos con cantos heterolíticos, subangulosos a subredondeados de menor tamaño a techo del tramo; el centílo es 8 cm. La matriz arenosa, es anaranjada, de grano medio. Estos materiales se disponen en niveles de geometría bastante irregular, aunque se puede observar que los bancos tienen bases canaliformes con pequeños scours.

Las areniscas son de grano medio-grueso, presentándose en niveles irregulares con secuencias granodecrecientes de dimensiones centimétricas. Puntualmente están en el mismo banco que los estratos de conglomerados.

Tramo 7: 41,7 m de lutitas anaranjadas con intercalaciones de conglomerados amarillentos-grisáceos y areniscas amarillentas.

Las lutitas presentan textura masiva y se encuentran en capas de espesores centimétricos a métricos.

Los conglomerados son no granosostenidos aunque en algún banco la proporción de matriz decrece y son prácticamente granosostenidos, heterolíticos (carbonatados y silícieos) y con cantos subredondeados de hasta 20 cm de centílo; a techo la cantidad de cantos cuarcíticos crece. Aparecen en capas de hasta 15-20 cm, de geometría irregular con alguna base canaliforme y scours. Se reconocen secuencias granodecrecientes que dan lugar a estratificación horizontal.

Las areniscas son de grano medio y contienen pasadas de cantos calcáreos de hasta 6 cm. La geometría de los estratos es irregular, poco continua lateralmente y con bases localmente irregulares, tienen evolución granodecrecientes, y entre 5 y 40 cm de espesor. Aparece muy puntualmente alguna estratificación cruzada.

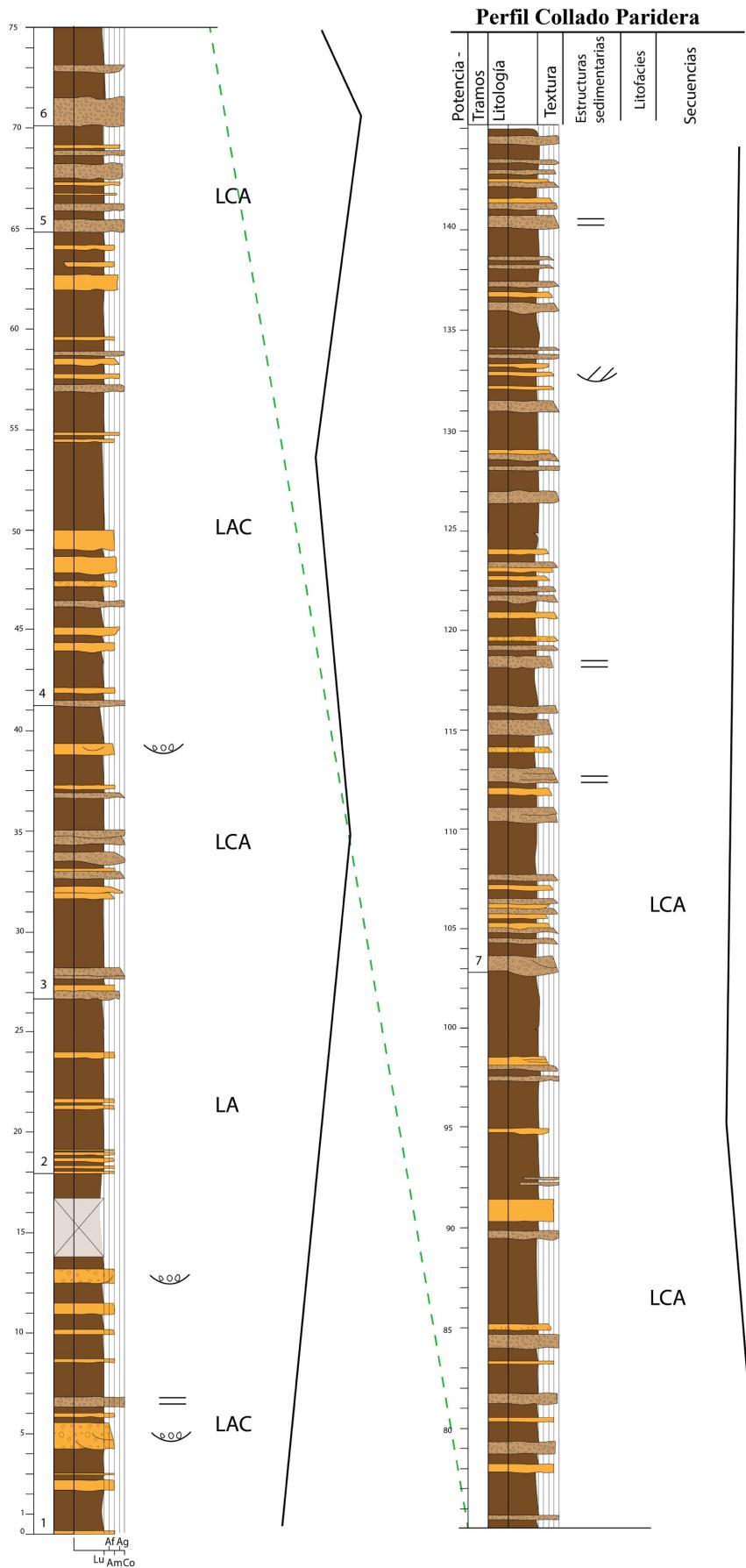


Figura 8: Perfil Collado Paridera



Afloramientos sobre los que se inicia el perfil Collado Paridera



Otros afloramientos sobre los que se realiza el perfil Collado Paridera

2.1.4 Perfil El Pipre (fig 9)

Situación: Hoja 248 (Apiés) M.T.N 1:50.000. Se sitúa en el extremo sur de la Peña del Pipre. Se accede siguiendo el camino que desde La Almunia del Romeral lleva a la Columna Paridera Collado 1 km más, o también es accesible desde la pista de San Cosme y San Damián, tomando una pista tributaria unos 3 km al Oeste.

Base : 30TYM 25311.4, 78250.5

Techo: 30TYM 28483.2, 78551.7

Descripción:

De base a techo se han diferenciado los siguientes tramos:

Tramo 1: 8,2 metros de conglomerados con intercalaciones de areniscas ambos grisáceos.

La textura de los conglomerados es no granosostenida, con mucha matriz areniscosa y por lo general es heterogéneo. Los cantes, generalmente subredondeados, son heterolíticos (incluyendo cuarcita y cliza), siendo los cantes calcáreos de color gris son los de mayor granulometrías (hasta 22 cm). Se organizan en estratos de espesor decimétrico que tienen una geometría tabular aunque aparecen formas canaliformes localmente en base de los estratos.

Las areniscas son de de grano medio y forman estratos espesor centimétrico a decimétrico con evoluciones granocrescentes, que incluye algún canto disperso.

Tramo 2: 8,3 metros de conglomerados grisáceos.

Son no granosostenidos, con cantes heterolíticos, subredondeados a subangulosos, pudiendo llegar a tamaños de 20 cm. Se disponen en cuerpos tabulares y algunos estratos canaliformes, irregulares, que incluyen mayor proporción y tamaño de cantes. Al igual que en los tramos anteriores, la evolución de los estratos es granodecreciente, apareciendo mayor porcentaje de matriz areniscosa (de grano medio-grueso) a techo.

Tramo 3: 12 metros de conglomerados heterolíticos grisáceos e intercalaciones arenosas anaranjadas.

Los conglomerados son no granosostenidos, conteniendo cantes heterolíticos y heterométricos, con un centílo variable de hasta 26 cm. Hay evoluciones granocrescentes, dentro de estratos con poca organización interna, que contienen mucha matriz areniscosa. El conglomerado se organiza en capas de espesor decimétrico a métrico, pero en general lateralmente variables y con bases localmente irregulares.

A techo aparece un estrato de arenisca de grano medio. La geometría es de aspecto tabular, si bien los cambios laterales de estos estratos son visibles a escala decamétrica.

Tramo 4: 21,9 m de conglomerados grisáceos e intercalaciones areniscosas gris-amarillentas.

Los conglomerados son no granosostenidos, con cantes heterolíticos y heterométricos, de hasta 26 cm. Los cantes son de composición calcárea y puntualmente cuarcítica. Los estratos son de geometría generalmente tabular con bases irregulares, granodecrecientes ya que la matriz areniscosa domina a techo. Existe una leve organización interna en forma de estratificación horizontal.

Las areniscas, de grano medio-fino, forman estratos decimétricos de geometría irregular.

Tramo 5: 16,3 metros de conglomerados heterolíticos con intercalaciones de areniscas grises.

Los conglomerados presentan textura no granosostenida, se componen de cantes heterolíticos (cuarcíticos y calcáreos), subredondeados a subangulosos. Los cuarcíticos crecen de tamaño y el centílo llega a 35 cm. La geometría de los estratos es tabular, aunque localmente aparecen bases canaliformes. Hay evoluciones granodecrecientes y secuencias de grava-arenisca (estratificación horizontal) aunque no son comunes.

Las areniscas son de grano medio, apareciendo al techo de bancos conglomeráticos. Conforma claras secuencias granodecrecientes, siendo estos depósitos arenosos irregulares

Tramo 6: 50,2 m de conglomerados grisáceos.

Los conglomerados tienen matriz abundante por lo que no son granosostenidos, aunque presentan variabilidad textural entre distintas secciones del tramo. Hay secciones canaliformes más granosostenidas, pasadas horizontales de cantes, y en general matriz abundante y cantes heterométricos dispersos sin ordenación aparente. La evolución secuencial es granodecreciente, con estratos decimétricos. Aunque, el centílo varía entre 15 y 24 cm sin aparente evolución vertical. Los estratos tienen una geometría tabular, de la misma manera que en tramos anteriores, a escala decamétrica hay cambios laterales, y localmente aparecen bases canaliformes.

2.1.5 Perfil del Pito (fig. 9)

Situación: Hoja 248 (Apiés) M.T.N 1:50.000. A la base de esta columna se accede fácilmente desde la pista que lleva a la ermita de San Cosme y San Damián, tomando un desvío en la misma que señala hacia Nocito. La base se sitúa en unos depósitos conglomeráticos estratiformes muy cerca de los mallos más meridionales de este entorno.

Base : 30TYM 26551.8, 81751.1

Techo: 30TYM 26741.3, 81920.6

Descripción: De base a techo se diferencian los siguientes tramos:

Tramo 1: 8,3 metros de conglomerados monomíticos en estratos tabulares.

Estos conglomerados tienen una textura granosostenida, y se componen de cantes calcáreos de distintas naturalezas y texturas internas. Los tamaños de canto son variables, con centílo de 45 cm; son subredondeados a subangulosos. La matriz es de arenas gruesas o microconglomerado. La geometría de los estratos es tabular, aunque el afloramiento es de aspecto masivo, y también se dibujan canales erosivos en el mismo estrato con cantes de mayor tamaño y espesores irregulares. Se observan secuencias de grava-gravilla

Tramo 2: 10,5 metros de conglomerados monomíticos en cuerpos lobulados.

Los cantes son de cantes calcáreos de distintas naturalezas y texturas, subangulosos y con un centílo de 33 cm. El tramo se compone de varios estratos lobulados, bastante masivos, aunque de afloramiento incorporado a la ladera. La evolución es granodecreciente y aparece alguna estratificación cruzada hacia techo.

Tramo 3: 26,1 metros de conglomerados monomícticos.

Son no granosostenidos, de cantos calcáreos amarillos, grises y rosados de caliza de alveolinas. Son muy heterométricos, con un centílo de hasta 48 cm, aunque mayoritariamente el tamaño medio está entre 5 y 15 cm. La matriz es de arenisca anaranjada y puede contener cantos. Los estratos son de geometría muy lobulada en 3D. Se reconocen secuencias granodecrescentes de manera que hay zonas en las que se ve ordenación horizontal; también hay localmente formas acanaladas locales.

Tramo 4: 12,7 metros parcialmente cubierto. Se reconocen conglomerados monomícticos.

Los conglomerados son no granosostenidos, con cantos calcáreos y matriz abundante. En todo caso es posible apreciar un granodecrecimiento hacia el techo, y menor angulosidad. Las geometrías son irregulares y masivas, de cuerpos de potencia métrica cubiertos parcialmente.

Tramo 5: 15 metros de conglomerado monomítico.

Son masivos, de textura granosostenida en su parte inferior y no granosostenidos a techo. Los cantos tienen un centílo de hasta 44 cm, con formas más angulosas que en tramos inferiores. Se organizan en varios estratos lobulados, de espesor métrico, en los que se aprecian muy puntualmente estratificaciones cruzadas. A veces se reconocen niveles con bases canaliformes.

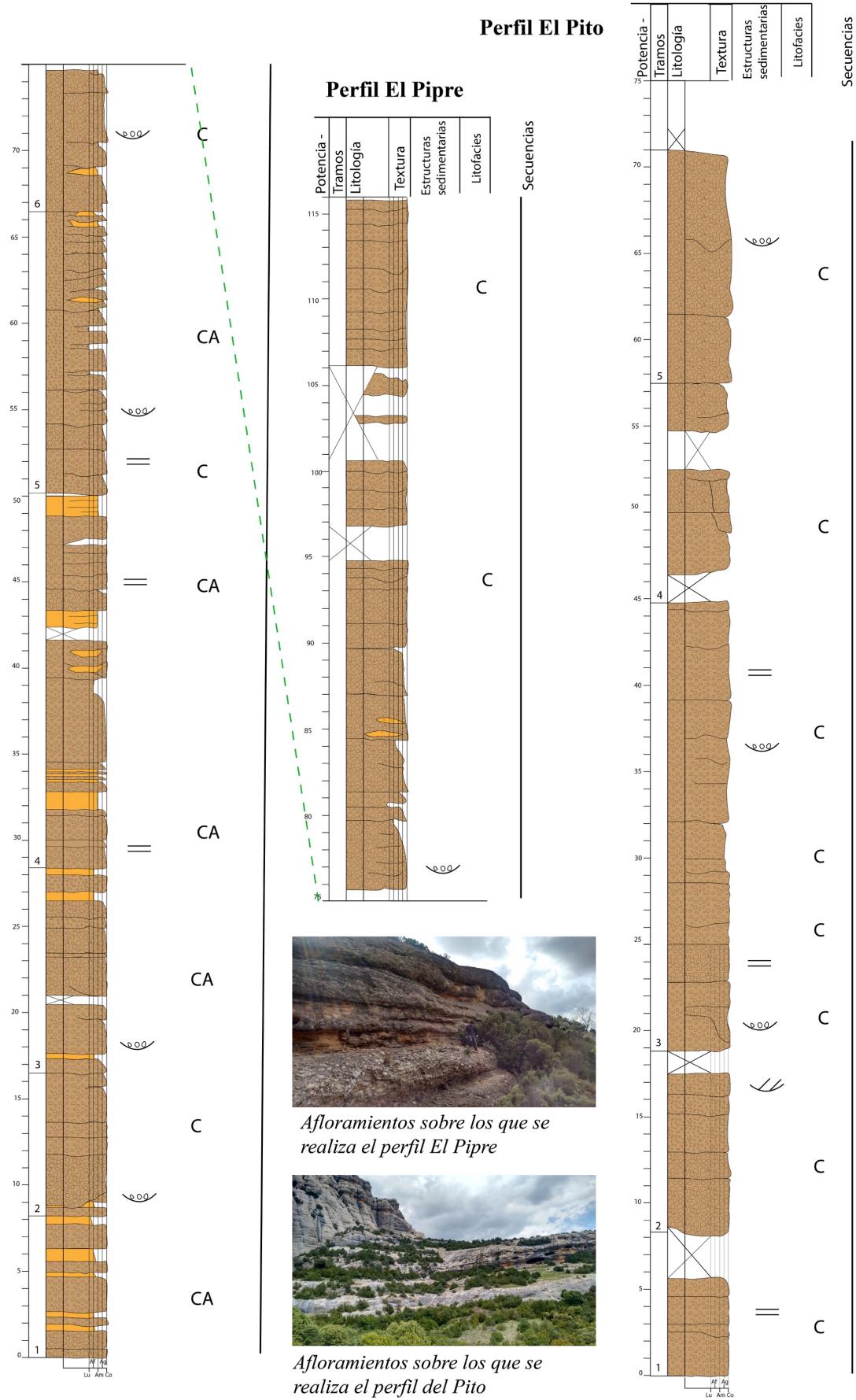


Figura 9: Perfiles el Pipo y el Pito

2.2 Correlación de las columnas

Como se ha comentado con anterioridad, las columnas pretenden reflejar la serie oligo-miocena que cubre la Subunidad Tectónica de Vadiello. Se realizaron en distintas posiciones (fig. 6) elegidas a partir de un previo estudio fotogeológico. Para posicionar relativamente los perfiles la orografía y las condiciones de afloramiento hacen necesario una correlación siguiendo líneas de capa sobre las que enlazarán las columnas. El esquema de esta correlación se encuentra en el ANEXO 1 de esta memoria y demuestra que la serie aflorante es más moderna de sur a norte.

El perfil La Almunia sería el que se encuentra en la posición estratigráfica inferior, cubre una parte importante de la serie del sector sur de la zona de estudio. A pesar de que se ha correlacionado con el perfil localizado inmediatamente al norte (Collado Paridera) se comprueba que existe un importante salto de serie sin levantar (se estima en unos 150 metros) dadas las condiciones de afloramiento.

El perfil Penz, situado en una posición “deprimida” topográficamente en el sinclinal del Guatizalema, y a pesar de que no se puede establecer una correlación muy precisa ya que las líneas de capa se cierran en torno al afloramiento sobre el que se ha levantado el perfil, se considera lateral al perfil La Almunia; ello se ha determinado en función de la similitud de facies, pero también del seguimiento de líneas de capa y de la estimación de espesor de la serie.

El perfil Collado Paridera cubre una parte importante de la serie del sector sur-central, y acaba en una capa que es la equivalente lateral de la primera capa del perfil Peña del Pipre.

Finalmente, dada la importante distancia entre el perfil Peña del Pipre y el perfil El Pito, y el hecho de que la erosión haya abierto un valle entre ambos perfiles, también complica la correlación precisa entre ellos. A pesar de ello, el trabajo fotogeológico, nos permite situarlos en una posición parecida, con un margen de error estimado de entorno a los 50 metros.

3. SEDIMENTOLOGÍA

3.1 Descripción y distribución de litofacies.

A continuación, se exponen las principales características de las litofacies analizadas, que se han diferenciado especialmente a partir de la proporción relativa entre las diferentes litologías presentes; asimismo se han tenido en consideración datos como textura de los materiales, geometrías de las capas o estructuras sedimentarias presentes. Todo ello ha sido la base para la interpretación de las mismas y de los sistemas sedimentarios presentes. El mapa de distribución de litofacies se muestra en la figura 12.

Litofacies de conglomerados (C) (fig. 10)

Compuesta por conglomerados ($100\% > \text{Co} > 95\%$) pudiendo intercalar areniscas ($\text{Ar} > 1\%$) y lutitas ($5\% > \text{Lu}$). Los conglomerados son dominantemente “calcáreos”, no granosostenidos, aunque localmente son granosostenidos. El aspecto del afloramiento es gris y con clastos grises, amarillentos, ocres, rojizos... de diversas texturas calcáreas. Aparecen puntualmente cantos de cuarcita, y de forma rara de arenisca. Los cantos son fundamentalmente subangulosos a subredondeados, con tamaños que oscilan de mm a 50 cm. La matriz es arenosa, anaranjada-amarillenta, y puntualmente compuesta por cantos inferiores a un centímetro de diámetro. Los conglomerados aparecen en bancos tabulares o lobulados de hasta 4 metros de espesor, normalmente masivos o con estratificación horizontal ocasional. Las superficies de estratificación se identifican con dificultad donde el conglomerado es masivo (fig. 10).



Figura 10: Aspecto en afloramiento de la litofacies C, con cuerpos de geometrías lobuladas.

Esta litofacies se localiza en las zonas más septentrional, próxima a la serie pre-tectónica, especialmente cerca de los afloramientos de la Fm. Guara, sobre los que la serie oligo-miocena se apoya, esto es, en los alrededores de la zona de San Cosme y San Damián. Además, es posible encontrar algún tramo de litofacies C en las columnas de La Almunia y del Pipre, y en otros sectores también muy próximos a afloramientos calcáreos, como en la columna Penz. Esto se aprecia en el mapa de litofacies de la figura 15.

Finalmente, en los mallos de Vadiello, localizados al noroeste de las columnas levantadas, y donde no se levantado ninguna columna dada la complicada orografía, se produce la mayor concentración de capas conglomeráticas y se ha podido comprobar que la mayoría del espesor acumulado en este entorno es correspondiente a esta litofacies.

Litofacies de conglomerados con intercalaciones areniscosas (CA) (fig. 11)

Compuesta por conglomerados ($95\% > \text{Co} > 80\%$) con intercalaciones areniscosas ($20\% > \text{Ar} > 5\%$).



Figura 11: Aspecto en afloramiento de la litofacies CA, en la que se aprecian la aparente geometría tabular, pero también los acuñamientos laterales, intercalaciones areniscosas, y variabilidad granulométrica.

Los conglomerados son fundamentalmente no granosostenidos, con cierta proporción de matriz areniscosa. Los cantes son mayoritariamente calcáreos, de distintos colores y texturas, y cuarcíticos. Estos segundos aparecen muy redondeados, mientras que los calcáreos son subredondeados. La matriz es arenisca anaranjada de grano medio, y puede contener cantes de tamaño inferior al centímetro. Los estratos tienen un aspecto tabular, aunque a escala de afloramiento es posible ver como lateralmente pueden variar sus espesores con bases puntualmente irregulares (fig.11), y que incluso se acuñan lateralmente, de manera que en muchas ocasiones forman lóbulos o canales con alas de expansión.

Las areniscas son de grano medio-fino, y se disponen en cuerpos irregulares. Son masivas, aunque puedan aparecer laminaciones horizontales puntuales. El espesor de estas intercalaciones es de hasta 1 metro; también se disponen lateralmente a los niveles de conglomerado.

Esta litofacies aparece en hacia zonas más distales respecto a la litofacies anterior. La zona donde mejor se encuentran representada esta litofacies es la Peña del Pipre, aunque en las zonas entre los mallos de Vadiello y San Cosme y San Damián también aparecen litofacies CA.

Litofacies de lutita, conglomerado y arenisca (LCA) (fig.12)

Litofacies integrada por un porcentaje mayor del 50% (80% > Lu > 50%) de lutitas, siendo variable el porcentaje de conglomerado (30% > Co) siempre mayor al de arenisca (20% > Ar).

Las lutitas son normalmente masivas, y en general es difícil distinguir características sedimentarias dado que en los afloramientos se encuentra fundamentalmente cubiertos. Los conglomerados son muy heterogéneos, aunque normalmente su textura es no granosostenida. Aparecen cantes calcáreos mayoritariamente, y cuarcíticos en menor proporción, siendo los primeros subredondeados a subangulosos, y los segundos redondeados. Los tamaños de canto no superan los 30 cm, siendo la media entre 2 y 10 cm. La matriz es generalmente de arenisca de grano medio. Forman bancos de espesor decimétrico, cuya geometría es fundamentalmente tabular, con irregularidades basales puntuales como *scours*, o formas canaliformes (fig.12). Las evoluciones verticales son variables, pudiéndose encontrar secuencias granodecrescentes, pero a veces granocrecientes.

Las areniscas son de textura variable, aunque fundamentalmente de grano medio-grueso. Aparecen en bancos decimétricos a centimétricos cuya geometría pueden variar entre tabulares, irregulares con bases canaliformes o cuneiformes. Son fundamentalmente masivas y sólo puntualmente aparecen estructuras sedimentarias como laminación horizontal o cruzada. Esta litofacies aparece en zonas algo más distales que las litofacies conglomeráticas, aunque relativamente cercana a afloramientos de las litofacies C y CA. Esto es, en las zonas altas del interfluvio Guatizalema-Calcón, y en la Hoya del Pipre por lo general (fig. 15).

Litofacies de lutitas, areniscas y conglomerados (LAC) (fig. 12)

Litofacies que contiene lutitas en (75% > Lu > 50%) mientras una proporción mayor de areniscas (40% > Ar > 5%) y conglomerados (20% > Co).

Las lutitas son masivas, y aparecen cubiertas en la mayoría del sector. Las areniscas son de grano medio o grueso y en bancos de espesor decimétrico, o de grano fino en estratos centimétricos. La geometría de los bancos es tabular, aunque se pueden encontrar niveles canaliformes. Los conglomerados son normalmente no granosostenidos aunque pueden ser puntualmente granosostenidos. Los cantes son calcáreos subredondeados mayoritariamente, pudiendo aparecer cantes cuarcíticos redondeados localmente. Los conglomerados pueden estar alternando con las areniscas en capas centimétricas, aunque también pueden aparecer en capas individualizadas de hasta 25 cm de espesor formando cuerpos más potentes (fig. 12). Esta litofacies aparece en las mismas zonas, o ligeramente más distales e inferiores en topografía que la litofacies LCA, además de que el aspecto en afloramiento es similar.



Figura 12: Aspecto en afloramiento de las litofacies LCA y LAC.

Litofacies de arenisca y lutitas (AL) (fig.13)

Integrada por areniscas ($95 \% > Ar > 60 \%$), y lutitas ($40 > Lu > 5\%$).

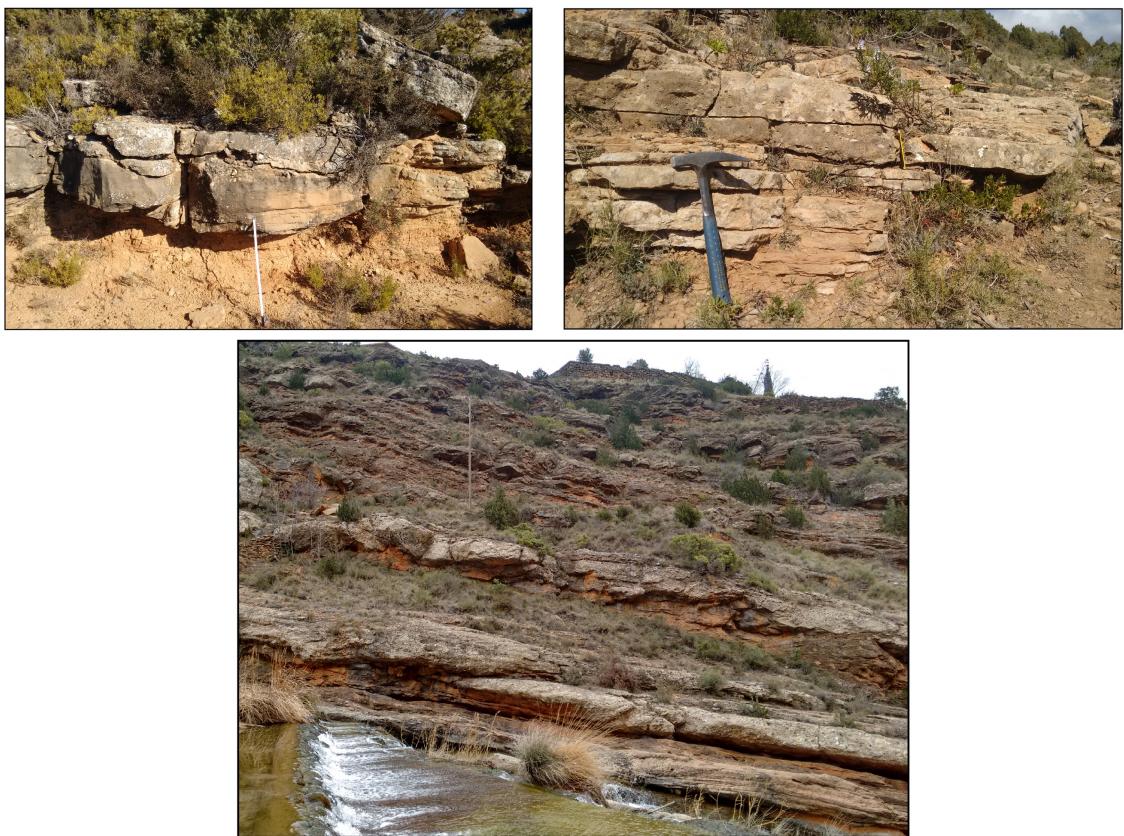


Figura 13: Aspecto en afloramiento de la litofacies AL.

Las areniscas tienen texturas diversas, aunque mayoritariamente son de grano medio, con algunas capas de grano más fino, así como capas en las que aparecen cantos dispersos, o pasadas de cantos, todos calcáreos y subredondeados que no superan los 10 cm de tamaño. Las geometrías de los estratos también pueden cambiar, siendo normalmente capas tabulares (fig. 13), relativamente continuas lateralmente, aunque pueden tener bases y techos irregulares; asimismo existen capas que se acuñan lateralmente.

Esta litofacies cubre buena parte de la zona meridional del sector estudiado, en el entorno de la Almunia del Romeral, y las lomas del interfluvio entre el Guatizalema y el Calcón (fig. 15).

Litofacies de lutitas y arenisca (LA) (fig. 14)

Litofacies compuesta por lutitas ($95\% > Lu > 65\%$), y menor proporción de arenisca ($35\% > Ar > 5\%$).

Las lutitas tienen una calidad de afloramiento pobre, aunque en corte fresco se ven marronáceas y masivas. Las areniscas son de grano medio-fino y aparecen en capas con

geometría tabular irregulares también en afloramiento y potencia centimétrica a decimétrica. Esta litofacies aparece en las zonas deprimidas de la zona de estudio y en el interfluvio entre el Guatizalema y el Calcón (fig. 15).



Figura 14: Aspecto en afloramiento de la litofacies LA

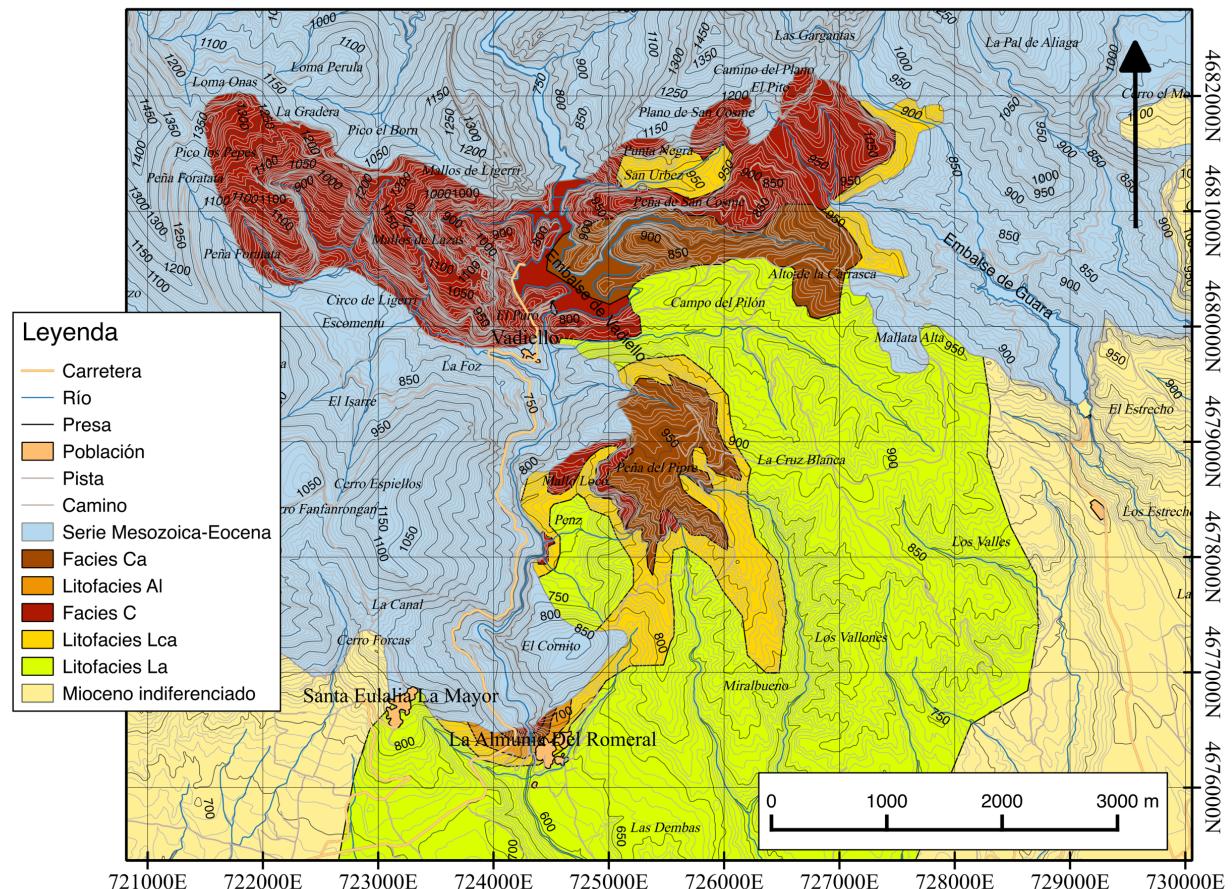


Figura 15: Mapa de litofacies diferenciadas en la zona de trabajo.

3.2 Interpretación de litofacies y sistemas sedimentarios.

Las distintas litofacies se pueden adscribir a diferentes subambientes sedimentarios en función de sus características, integrarlas en uno o varios sistemas sedimentarios y determinar su relación con sistemas de mayor a escala a la zona de estudio. Como ya introdujeron Hirst (1983) y Luzón (2001, 2005), los afloramientos conglomeráticos anejos al frente de Sierras Exteriores se corresponden con zonas de abanicos aluviales proximales, en las que mediante flujos acuosos o densos se producen estos depósitos.

- 1) **Litofacies de conglomerados (C)** : Esta litofacies se correspondería a zonas muy proximales, muy cercanas al área fuente del que provienen los cantes, casi en su totalidad calcáreos. Están anejas a afloramientos de la Fm. Guara, la cual estaría erosionándose en el momento del depósito de los materiales estudiados, y cuyo producto sufriría un transporte muy pequeño antes del depósito. Se interpreta como resultado de la actuación de flujos tipo debris flow que formarían depósitos en forma de lóbulos si bien también se desarrollarían flujos acuosos muy energéticos, de tipo *flash flood*, poco erosivos dada la cantidad de carga, ya que las superficies de estratificación o de posible interrupción en la sedimentación son poco evidentes o dispersas. Este material se depositaría en las zonas proximales de los abanicos, durante un periodo corto de tiempo que impediría una buena clasificación del material (Nemec y Steel, 1984).
- 2) **Litofacies de conglomerados con intercalaciones areniscosas (CA)**. Los depósitos que se incluyen en esta litofacies tienen tres diferencias fundamentales con los anteriores. Por un lado, las areniscas que aparecen son señal de un descenso en la energía de los flujos. Por otro lado, la presencia de matriz areniscosa aumenta en los conglomerados y disminuyen el diámetro y angulosidad, lo que se interpreta en el mismo sentido. Se correspondería con dos tipos de flujo: *debris flow*, en sus partes más distales, y corrientes acuosas bastante energéticas pero a veces canalizadas y con mucha movilidad lateral. Estos materiales se depositarían en las zonas proximales de los abanicos, aguas abajo de la litofacies C, durante un periodo corto de tiempo, lo que impediría una buena clasificación del material (Nemec y Steel, 1984). La rápida disipación de la energía de los flujos acuosos al perder pendiente favorecería la sedimentación del material arenoso que se infiltraría entre los cantes o formaría

mantos arenosos sobre los conglomerados (Steel y Thompson, 1983; Smith, 1974).

- 3) **Litofacies de lutitas, conglomerados y areniscas (LCA) y de lutitas, areniscas y conglomerados (LAC):** Con una mayor proporción de lutitas, estas litofacies se asocian a zonas más distales que las anteriores. La presencia de capas conglomeráticas, aunque no muy espesas, indica la aparición de pequeños episodios de flujo algo más energético, que pudieron ser canalizados o desconfinados. En episodios de menor energía, se depositarían lateralmente a estos materiales, o alternando con ellos, arenas y lutitas que representan una disminución de la energía del flujo y menor movilidad de los canales.
- 4) **Litofacies de arenisca y arenisca (AL):** Esta litofacies, sin presencia de capas conglomeráticas, indica una zona del abanico más distal, en la que existieron canales arenosos, aunque también existen capas de desbordamiento y desconfinamiento hacia las llanuras de inundación que existieron lateralmente y donde se produjeron *crevasses splays*.
- 5) **Litofacies de lutitas y arenisca (LA):** Esta litofacies se correspondería con las zonas más distales. La importante cantidad de lutitas representa depósitos de llanuras lutíticas, surcadas solo en ocasiones por canales con carga arenosa; aunque también hay otros cuerpos arenosos lobulados o más tabulares probablemente debidos a *crevasses* y derrames desde canales más importantes o en la parte final de los mismos.

4. DESCRIPCIÓN ESTRUCTURAL

4.1 Marco estructural: La Subunidad tectónica de Vadiello

A partir de lo explicado en el contexto estructural, Millán (1996), describe al S de la localidad de Nocito un área donde se pierde el afloramiento de la cobertura prebartoniense de la vertiente N de Sierras Exteriores. Esta porción es lo que él denomina “zona de conexión” ya que se intercala en el espacio que separa el Sector Oriental y el Central de Sierras Exteriores.

Aparecen entre Santa María de Belsué y el Pico de Guara (en un corte ESE-WNW) tres pliegues principales con orientación NNE-SSW (oblicuos a la dirección principal

pirenaica): el cabalgamiento y anticlinal de Gabardiella, el sinclinal de Nocito, y el anticlinal de Guara. El sinclinal, que ocupa la posición central de esta serie de pliegues, constituye asimismo el bloque inferior del cabalgamiento de Gabardiella. Mientras, el flanco oriental del mismo sinclinal coincide con el flanco occidental del anticlinal de Guara (fig. 16)

Nuestra zona de estudio se encuentra principalmente al sur de esta zona de conexión. Aquí, el extremo sur del sinclinal de Nocito se encuentra, según Millán (1996), recubierto bajo un retrocabalgamiento perteneciente al sistema de Cuello Bail que superpone el Triásico a los materiales bartonienses del núcleo del sinclinal. Esta falla está mayoritariamente fosilizada por los depósitos oligo-miocenos del Sinclinal de Ligüerri (Millán, 1996) y produce la verticalización de las capas más altas en las zonas anejas al mismo. Estos depósitos conglomeráticos están dispuestos en pliegue sinclinal con dirección NNW-SSE, ligeramente basculado hacia el S en las proximidades del cierre periclinal del anticlinal de Guara.

El resto de serie pre-oligocena aflorante hacia el sur constituye la ya nombrada Subunidad Tectónica de Vadiello. Esta incluye una porción de unos 5 km al sur de la vertiente meridional de las Sierras, aflorando como un entrante calcáreo entre los depósitos detríticos de la Cuenca del Ebro. Esta unidad está atravesada por un pliegue de dirección NNE-SSW: el anticlinal de Santa Eulalia. A su vez, el sector meridional de la subunidad contiene dos retrocabalgamientos entroncados en el núcleo del anticlinal de Santa Eulalia. Al norte de este mismo, aparece un sinclinal, que afecta a las capas oligo-miocenas de la Fm. Sariñena, cobertura de la serie pre-Bartoniense no aflorante también plegada, que conecta el anticlinal de Guara con la subunidad de Vadeillo. Este sinclinal corresponde con el sinclinal de Ligüerri, y contiene evidencias de relación entre la actividad tectónica y la sedimentación.

Además, el flanco oriental del anticlinal de Santa Eulalia contiene un tren de pliegues con dirección perpendicular al del anticlinal, W-E. De norte a sur son: anticlinal de Vadiello, sinclinal de Guatizalema, y el anticlinal de la Almunia.

En esta porción meridional de la Subunidad de Vadiello encontramos pues dos direcciones estructurales principales. Los caracteres tectónicos contractivos E-W serían posteriores al anticlinal de dirección NNE-SSW, dando lugar a interferencias de pliegues,

producíendose así un patrón cartográfico en “H” (fig. 16). Además, esta posición, aflorando más al sur del frente de Sierras en otros lugares, es la evidencia más clara de que los depósitos de borde de Cuenca del Ebro camuflan la existencia de láminas cabalgantes situadas por delante de la discontinuidad principal. Es en la localidad de La Almunia del Romeral, extremo meridional de la zona estudiada, donde aparece una falla cabalgante asociada al cabalgamiento frontal surpirenáico (si no directamente una de sus ramas principales). La falta de estudios del subsuelo no permite hacer más precisiones como estas, y es a partir de este punto con los cortes geológicos donde aparecen interpretaciones de las estructuras en profundidad.

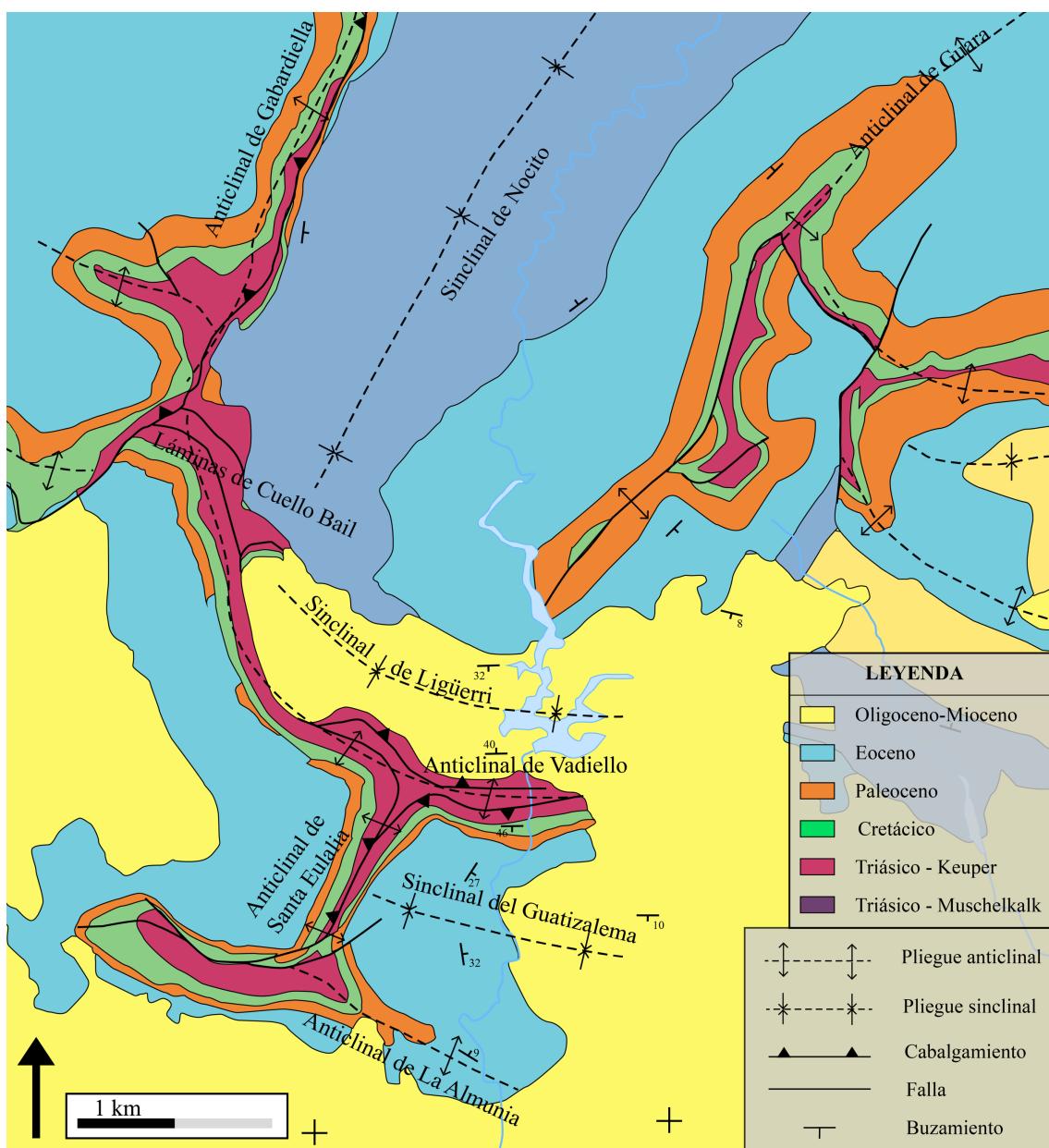


Figura 16: Mapa estructural de la zona de conexión y la Subunidad Tectónica de Vadiello. Modificado de Samsó-Escolá et al. 1991.

4.2 Interpretación estructural. Cortes geológicos.

Se han realizado dos cortes casi perpendiculares, el N-S y E-W, perpendiculares a su vez a las principales estructuras encontradas, representados en la figura 17.

El corte N-S cruza la zona de estudio en una línea recta paralela al curso del Río Guatizalema. Desde el norte, corta de manera oblicua al sinclinal de Nocito y al anticlinal de Guara. El primer pliegue sinclinal que aparece en este corte es el sinclinal de Ligüerri. Este sinclinal y el anticlinal de Vadiello contiguo tienen una ligera vergencia al norte. Estos dos pliegues afectaron en dos fases distintas al depósito conglomerático oligo-mioceno, también plegado en un sinclinal-anticlinal consecutivo. Especialmente visible es este depósito plegado en el entorno del sinclinal de los Mallos, en el relieve que conforman las acumulaciones conglomeráticas. Aquí, la serie oligo-miocena se plegó coetánea al depósito tal y cómo se describirá en el apartado 4.3.3, llegando a buzar más de 40º en el flanco norte del sinclinal.

Mientras, el anticlinal de Vadiello se encuentra mayoritariamente arrasado, aflorando el núcleo mesozoico del mismo, las capas conglomeráticas que lo cubren están plegadas también en forma anticlinal, pero en un ángulo mucho más ligero y con la charnela desplazada unas decenas de metros al sur (Millán, 1996). El núcleo también aparece atravesado por tres cabalgamientos, según Samsó Escolá et al. (2014), y dada la alta inclinación de las capas es difícil establecer traza axial de la charnela.

Más al sur siguiendo el río Guatizalema, el corte surca el flanco oriental del anticlinal de Santa Eulalia. La estructura tiene dirección próxima a N-S, y es vergente al Este, y por lo tanto no se detecta en este corte. Por el contrario, se aprecia el sinclinal del Guatizalema, en el que aunque de manera lateral al corte, vuelve a aparecer un importante espesor aflorante de los depósitos oligo-miocenos. El pliegue más meridional es el anticlinal de la Almunia, el cual se puede interpretar como un anticlinal de bloque superior al cabalgamiento frontal de la unidad de Vadiello.

Los cabalgamientos que aparecen en este corte se entroncan en este cabalgamiento frontal de la Subunidad Tectónica de Vadiello, siendo también afloramiento en superficie del cabalgamiento frontal surpirenaico que superpone los materiales de Sierras Exteriores sobre el depósito *in situ* de la Cuenca del Ebro.

Aparecen otras ramificaciones de este cabalgamiento consistentes con su sentido de movimiento, en este corte se aprecia una de ellas en el núcleo del anticlinal. Pero también aparecen retrocabalgamientos en este mismo pliegue, así como en otras posiciones de esta Subunidad Tectónica de Vadiello y la zona de conexión de Millán (1996).

Por otro lado, el corte W-E muestra el anticlinal de Santa Eulalia que, como se ha mencionado, es la estructura que vertebría de N a S la Subunidad de Vadiello. En superficie no se observan estructuras que la corten más allá de las cartografiadas en el mapa 1:50.000 por Samsó Escolá et al. (1991). Este corte también muestra que la parte meridional del corte N-S tiene buzamiento al E. Aunque, hacia el E este buzamiento se suaviza y aunque no aflore probablemente se encuentre un sinclinal suave bajo los depósitos oligo-miocenos del interfluvio entre el Guatizalema y el Calcón.

Cortes Geológicos Zona de Vadiello

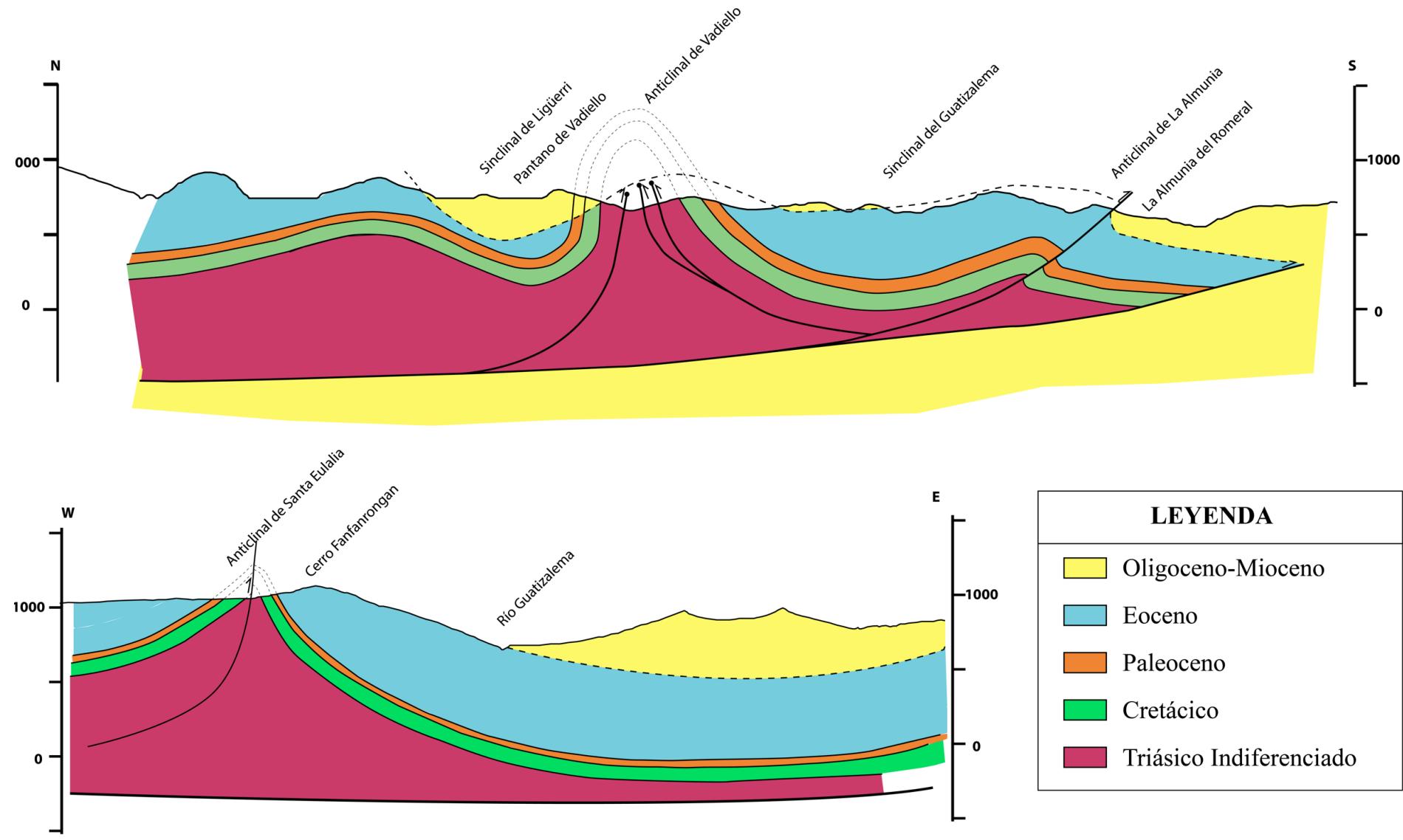


Figura 17: Cortes geológicos N-S y E-W.

4.3 Afloramientos de estructuras asociadas a sedimentación sintectónica

4.3.1. Discordancia progresiva de La Almunia del Romeral

Esta discordancia aflora junto a la población de La Almunia del Romeral, y es atravesada perpendicularmente por el Río Guatizalema tal y como se aprecia en la figura figura 18. La discordancia se registra en las capas clásticas continentales que cubren la Formación Guara. Las calizas de esta formación componen un anticlinal asimétrico de bloque superior, disponiéndose casi verticales en su flanco sur cortado por el Cabalgamiento Frontal Surpirenaico. Éste aflora en forma de zona de falla de espesor métrico en la que se observa una brecha calcárea (fig. 18). Una superficie de falla asociada a este cabalgamiento llega a cortar las primeras capas oligo-miocenas (Anastasio y De Paor, 1987) que cubren la caliza, y están dispuestas subverticalmente en conformidad con esta, por lo que parte de esta serie se habría depositado previamente al último empuje de falla asociado a este cabalgamiento. Estas mismas capas muestran ligeros cambios laterales de espesor (visibles también en la figura 18) por lo que la actividad de la falla y su desplazamiento se acomodaría en apenas unos metros de depósito. Progresivamente, las sucesivas capas superiores van perdiendo buzamiento, describiendo una geometría en abanico de capas. A unos 50 metros de la discordancia, y antes de que se restablezca el buzamiento horizontal de estos depósitos hacia el sur, se observan un sinclinal y un anticlinal contiguos, con geometría angulosa y una corta longitud de onda de plegamiento. En situaciones más distales no se observan más deformaciones.

Estas capas son descritas en detalle en la columna de La Almunia, y constituyen la base de toda la serie estudiada en este trabajo. Por ello, de manera relativa pueden ser consideradas como los depósitos continentales oligo-miocenos más antiguos de la Subunidad Tectónica de Vadiello. Además, en la fotografía aérea se constata que las capas que forman esta serie de La Almunia, en las que se han medido paleocorrientes hacia el oeste, y capas más modernas, onlapen las calizas marinas de la Fm. Guara.



Figura 18: Discordancia progresiva de la Almunia del Romeral. Aparece señalado en rojo parte del cabalgamiento que afecta a la discordancia. Este cabalgamiento se aprecia mejor en posiciones inferiores, junto al río.

4.3.2 Sinclinal del Guatizalema

El sinclinal del Guatizalema, cortado en dirección N-S por el río homónimo, está buzando al Este en este entorno de Vadiello, y es en sus zonas centrales y orientales donde se observan las acumulaciones de los depósitos oligo-miocenos cubriendo la serie subyacente. En su charnela, zona topográficamente y geológicamente deprimida en forma de “hoya” se encuentran dispuestas varias capas conglomeráticas de características sedimentarias similares a las observadas en La Almunia. Estas capas tienen un desarrollo lateral limitado, ya que están en partes inferiores en contacto lateral con la Caliza de Guara, y en partes superiores en transición con sedimentos de granulometrías más finas. El contacto con la caliza, relativamente rectilíneo, ha sido descrito previamente como “fallas” por Millán (1996) que producirían pequeñas cubetas acogiendo así los sedimentos gruesos. Aunque no se descarta que simplemente las capas *onlapen* la Fm. Guara sin contacto mecánico, al no observarse una superficie de falla evidente como en la figura 19. Estas capas, dado que el afloramiento se encuentra restringido a esta “hoya”, no son fácilmente relacionables con otras de su entorno. Si bien, ante su posición en la relación vertical de líneas de capa, las mismas podrían ser laterales a la base de la columna de la Almunia. Además, la parte superior de estas capas conglomeráticas y su transición hacia facies superiores en disposición ordinaria, es caracterizada en la Columna Penz.

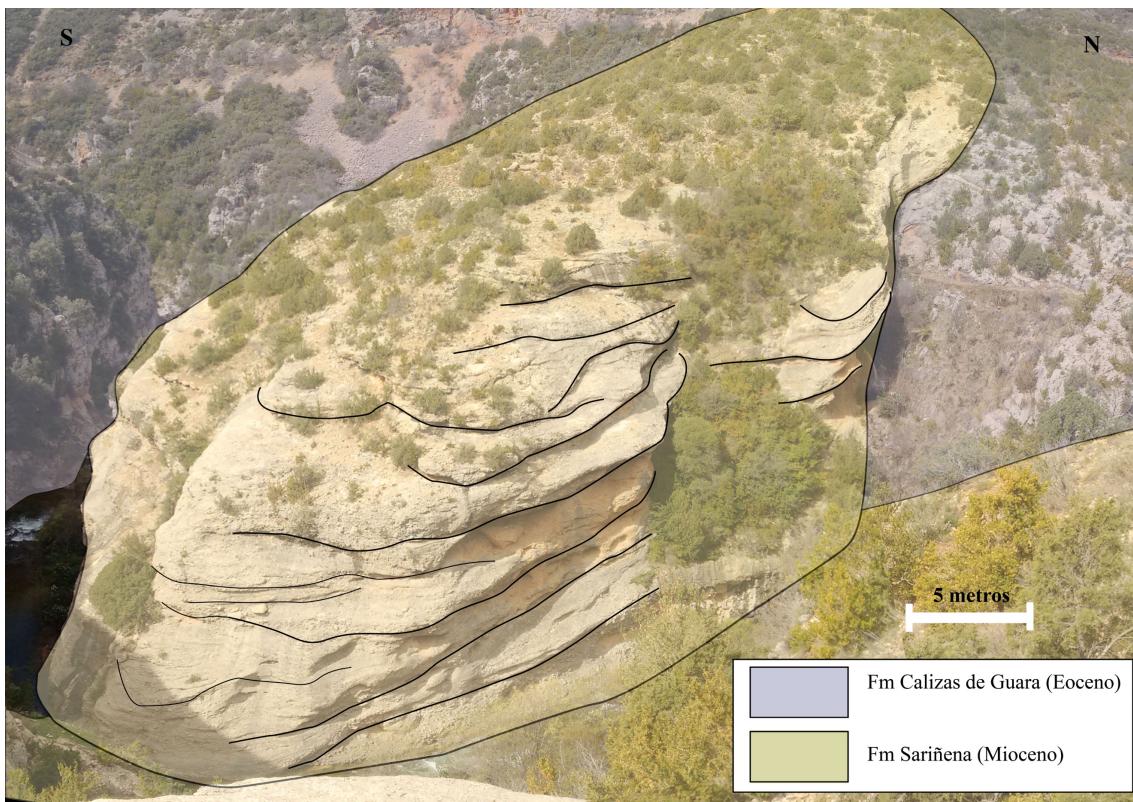


Figura 19: Capas conglomeráticas junto a las Calizas de Guara en el sinclinal del Guatizalema.

4.3.3 Sinclinal de Ligüerri.

En este caso, la evidencia de relación entre el depósito y la actividad tectónica es mayor, al incluir capas de afloramientos hectométricos. Esta acumulación constituye la parte media-superior del depósito oligo-mioceno en la Subunidad Tectónica de Vadiello. La acumulación de conglomerados de los Mallos de Vadiello, que en cartografía rellena un surco de dirección WNW-ESE, sufrió deformación tectónica tal y como atestigua el plegamiento en sinclinal de la misma. En superficie no se encuentran grandes fallas afectando a estas capas, pero sí que es posible apreciar cambios de espesor laterales, como los que aparecen en la figura 20. A nivel más detallado, es posible observar que estas variaciones se producen en la parte media del afloramiento observado, mientras en las capas inferiores y superiores del sinclinal, los espesores se muestran más homogéneos. Las capas, que se superponen a las estructuras pre-oligocenas de Sierras Exteriores, muestran un engrosamiento hacia posiciones internas dentro de este sinclinal de Ligüerri. Esto indicaría un plegamiento con flancos buzando hasta 40° en las capas inferiores de estos mallos de Vadiello, y coetáneo a parte del depósito en la que se producen estas

variaciones, quedando más amortiguado en capas superiores, donde no se superan los 10° de buzamiento.

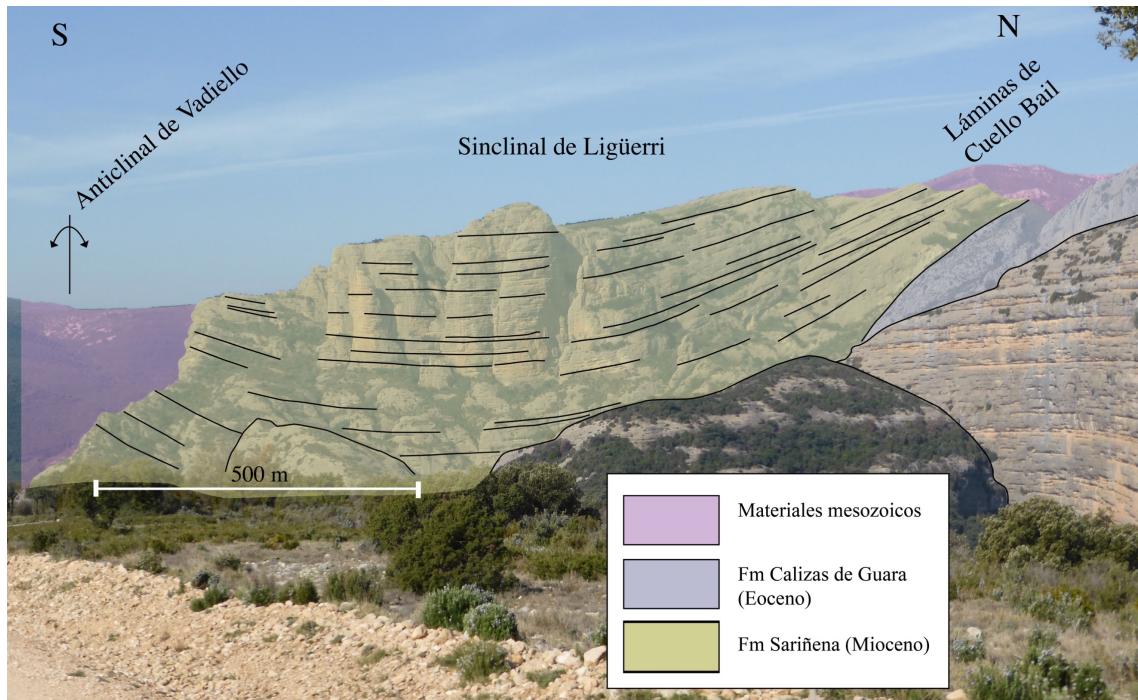


Figura 20: Sinclinal de Ligüerri visto desde cerca de la Ermita de San Cosme y San Damián.

4.3.3 Onlap sector San Cosme y San Damián

En el límite norte de los materiales oligo-miocenos, es posible observar su contacto con las calizas de Guara, que no es mecánico si no que las capas *onlap*an sobre la formación marina (fig. 21). En este entorno se encuentran las capas superiores de la serie estudiada, y es aquí donde se ha levantado la columna El Pito que caracteriza este depósito conglomerático proximal al área fuente. En este *onlap* se encuentran por lo tanto los materiales más altos o modernos de la subunidad tectónica de Vadiello. Lo que indica que la actividad tectónica ya habría terminado en los últimos estadios de sedimentación.



Figura 21: Contacto de las capas superiores de la Fm Sariñena con la Caliza de Guara, en el entorno del Pito.

5. DISCUSIÓN

Uno de los objetivos que se plantearon en este trabajo es relacionar el depósito con la actividad tectónica en el frente cabalgante. De esta manera, se van a recoger algunos de los datos ya presentados, y a partir de ello, se describirá un modelo de evolución temporal de la Subunidad de Vadiello durante el tiempo de depósito de la serie estudiada.

En este contexto de Sierras Exteriores pirenaicas, el movimiento del cabalgamiento frontal surpirenáico y sus ramas menores hacen emerger la Sierra de Guara hace unos 42 Ma. (Millán, 1996; Millán et al. 2000). El levantamiento produce un relieve positivo que fue el área fuente para los sistemas sedimentarios oligo-miocenos, que como hemos demostrado se depositaron en abanicos aluviales. El abanico de Vadiello (Luzón, 2001; 2005) sería uno de entre estos abanicos.

Como se ha comentado con anterioridad, para la zona centro-oriental de Sierras Exteriores se define el sistema aluvial de Huesca (Hirst, 1983), un gran sistema aluvial procedente de zonas más internas de la cadena localizadas al NE, atravesó las sierras por la zona de Graus-Alquézar, al este de la zona aquí analizada. Desde el frente montañoso, se desarrollaron abanicos de menores dimensiones, como habría sido el de Vadiello en particular. El abanico de Vadiello, reúne una serie de características especiales: por un lado, está situado en buena parte sobre la cuña orogénica (la gran mayoría de lo estudiado en este trabajo) y sólo su parte distal ya se situaría en la cuenca de *foreland*.

Además de este abanico de Vadiello, de dimensiones kilométricas y procedente esencialmente del sinclinal de Ligüerri, el estudio realizado y especialmente la cartografía de litofacies, evidencia la existencia de otras acumulaciones conglomeráticas que son también debidas abanicos pero de tamaños incluso más reducidos. Estos serían correspondientes a los afloramientos conglomeráticos adosados al margen de los paleorrelieves (perfil La Almunia, Penz, el Pito). Luzón (2005) establece para este margen de Sierras Exteriores dos tipos de abanicos conglomeráticos: Abanico conglomerático monogénico corto y abanico conglomerático poligénico largo (fig. 22). Estos modelos se identifican en la zona de trabajo a partir la posición para cada litofacies (en la figura 22) aunque en cualquier caso el área fuente de ambos sería muy local puesto que son casi exclusivos los cantes de la Fm. Guara. Así, el abanico de desarrollo espacial mayor (abanico de Vadiello) se correspondería con los abanicos largos en cuanto que hay más evolución desde las partes proximales a distales aunque los cantes, calcáreos y cuarcíticos, proceden de distintos miembros de la Fm. Guara. Los abanicos en La Almunia, Santa Eulalia, Penz o el sector norte serían correspondientes a abanicos cortos, compuestos solamente por cantes calcáreos y con rápida transición de facies proximales a distales. A pesar de ello, en los abanicos conglomeráticos cortos no ha sido posible observar las facies distales, ya que por erosión, o por enterramiento bajo otras capas no afloran.

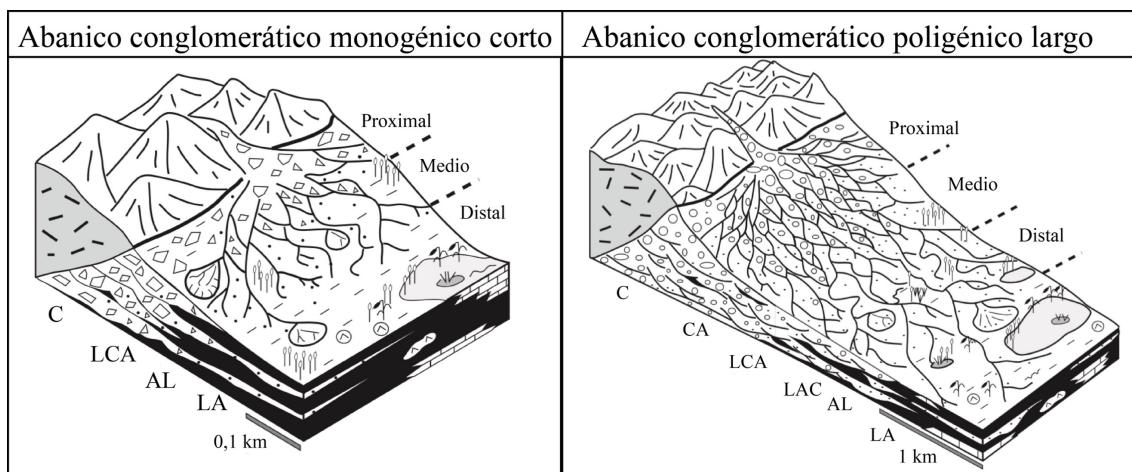


Figura 22: Modelos de abanicos en el sistema de Huesca propuestos, y modificados de Luzón (2005)

La cronología de las estructuras es relativamente compleja, en tanto en cuanto se encuentra una diversidad de direcciones estructurales reflejada en pliegue y fallas. En la zona de Vadiello, Millán (1996), establece una cronología relativa de las estructuras presentes. Los anticlinales de Guara, Vadiello, La Almunia, y el retrocabalgamiento de Cuello Bail y San Julián ya funcionarían previamente al depósito de la Fm. Sariñena, a la

que pertenecen los materiales aquí estudiados, como demuestran las evidencias de actividad en la serie pre-oligocena. Esto hace que los paleorrelieves sobre los que se depositará esta formación ya estén deformados y erosionados, al menos parcialmente previo a la sedimentación continental. El anticlinal de Santa Eulalia, sería la prolongación meridional del anticlinal de Gabardiella y antes del depósito de la Fm. Sariñena ya existía una interferencia entre el cabalgamiento inferior de Cuello Bail, cuyo anticlinal asociado sería el de Santa Eulalia, y el anticlinal de Guara, de forma que la terminación periclinal del anticlinal de Guara se encontraba cortada por el retrocabalgamiento. También, antes del depósito de las rocas de la Fm. Sariñena que afloran en los mallos de Vadiello el periclinal del anticlinal de Guara estaba intersecado por el anticlinal de Vadiello. Este pliegue sufriría una erosión importante, de tal manera que la Fm. Sariñena se depositó sobre el Triásico que aflora tanto en su flanco N, como en el núcleo. Unos 2 km al sur de este anticlinal, existen otras estructuras de orientación semejante, en cuyo desarrollo se vieron involucrados ambos flancos del anticlinal de Santa Eulalia produciendo así una interferencia de pliegues visible en la cartografía.

Posteriormente, la deformación se amortigua en los plegamientos continuados de estas estructuras. Millán (1996) también señala que el retrocabalgamiento superior de Cuello Bail cortaría los sedimentos dispuestos en el extremo occidental del sinclinal de Ligüerri, aunque no se han encontrado afloramientos en campo que demuestren esta relación debido al nivel de erosión actual. Finalmente, se produce un pequeño basculamiento general de la serie que está sobre la Subunidad Tectónica de Vadiello hacia el Sur, probablemente debida a la carga tectónica de la cuña orogénica.

5.1 Interpretación y cronología de la zona de Vadiello.

A partir de las relaciones observadas y especialmente a través del conocimiento estratigráfico y estructural presentado en este trabajo, se ha establecido la evolución de la zona de estudio, habiéndose diferenciado cuatro momentos de la evolución de la Subunidad de Vadiello.

En las posiciones estratigráficamente más inferiores, correspondientes a los materiales que afloran al Sur de la zona de estudio, junto a la Almunia del Romeral, encontramos una evidencia directa de actividad tectónica: el movimiento inferido del Cabalgamiento Frontal surpirenaico y los consecuentes plegamientos de las capas oligo-miocenas

infrayacentes. Esto permite definir que los depósitos registran un empuje hacia el Sur de este cabalgamiento, contextualizado en el avance de las láminas cabalgantes pirenaicas hacia el *foreland*. Precisamente, la falla se amortigua en el depósito, pero la deformación sigue manifestándose conforme continúa éste, tal y como atestigua engrosamiento de las capas que *onlapan* la serie eocena. En este primer momento (fig. 23, momento 1) la formación de abanicos aluviales de corto alcance como los del margen sur de la Subunidad, estaría conforme con el levantamiento tectónico de un relieve pre-Oligoceno, con el anticlinal de La Almunia como anticlinal de bloque superior. Este también sería un momento en el que otros pliegues de dirección ENE-WSW coherentes con la compresión orogénica van replegándose, como serían el sinclinal del Guatizalema, que también recoge un abanico corto cuya expresión son las capas conglomeráticas de Penz.

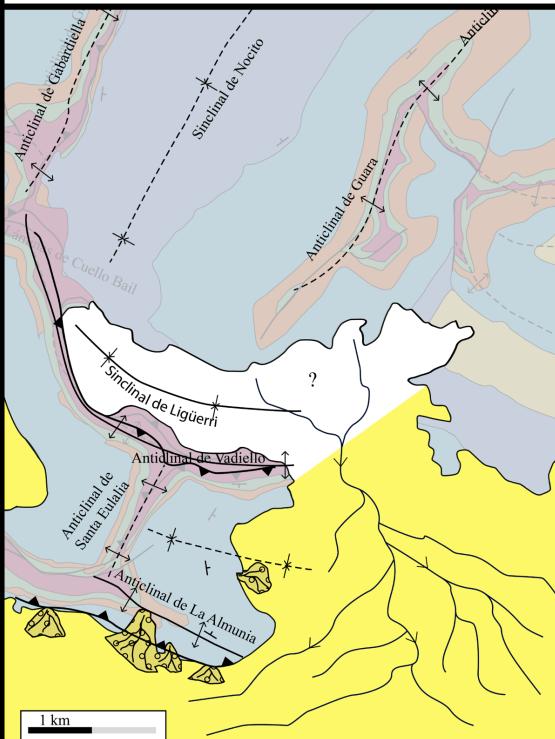
Estratigráficamente por encima del afloramiento de La Almunia, las capas tienen una extensión geográfica mayor, y a pesar de que los depósitos no afloran hacia el Este podemos suponer que junto al paleorrelieve calcáreo se encontrarían las partes distales de un abanico mayor que drenaría la subunidad tectónica de Vadiello. Este abanico sería el abanico del mismo nombre, abanico largo que estaría fuertemente constreñido por la configuración de la subunidad; procedería del sinclinal de Nocito, y se canalizaría por paleorrelieves negativos y estructuras sinclinales (fig. 23, momento 2). De esta manera, el abanico tendría un recorrido similar a la de los depósitos oligo-miocenos que afloran, tomando la dirección del Sinclinal de Ligüerri (NW-SE), y posteriormente, viraría hacia el sur tomando la vía de salida más directa hacia el antepaís una vez salvadas las estructuras que actuarían como paleorrelieves.

En una segunda etapa, hay una disminución de la actividad tectónica, como evidencia el hecho de que dominen las alternancias de areniscas y lutitas, que muestran el desarrollo de flujos poco energéticos. Sólo zonas próximas al anticlinal de Vadiello y el paleovalle de Ligüerri, estarían acogiendo sedimentos más groseros, propios de zonas proximales. Además, en el flanco Sur del anticlinal de Vadiello encontramos capas que onlapan la serie calcárea formando pequeños abanicos hacia el Sur. En la columna Collado Paridera, que integra esta parte de la serie, se han reconocido cambios de evolución megasecuencial (fig. 8) que dado que reflejan un episodio de actividad tetónica decreciente, estarían más condicionadas por la evolución climática.

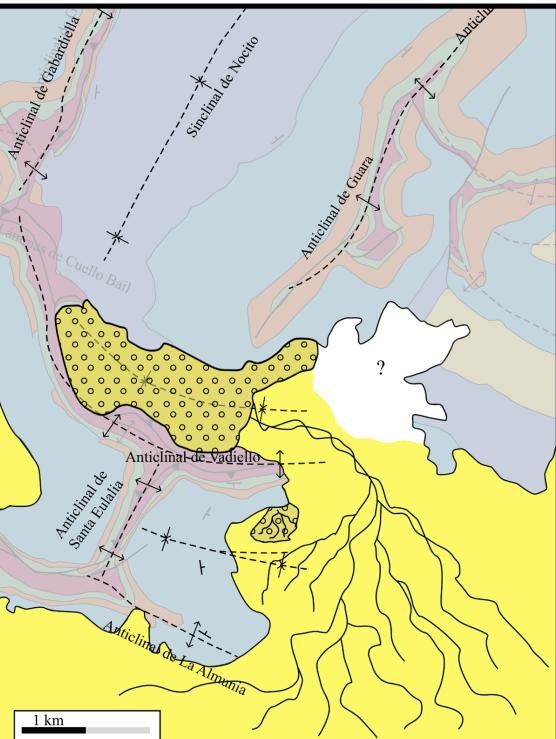
Un nuevo episodio de actividad tectónica (fig. 23, momento 3) es registrado por los conglomerados de la Peña del Pipre y gran parte de los depósitos acumulados en el sinclinal de Ligüerri. Se observan evidencias de actividad tectónica coetánea a la sedimentación como el engrosamiento de capas en el núcleo del anticlinal, mientras los depósitos progradan y superan el umbral del anticlinal de Vadiello depositándose en lo que hoy es la Peña del Pipre (Millán, 1996) evidenciándose una alta tasa de sedimentación.

Finalmente (fig.23, momento 4), las capas superiores de esta peña están plegadas formando el anticlinal homónimo. Apenas queda una centena de metros de serie por encima, que se encuentra adosada a los afloramientos calcáreos de la sierra de Guara. En este último tramo las capas aparecen también basculadas, pero no se aprecian evidencias de relación entre actividad tectónica y la sedimentación, ya que *onlapen* sobre el margen de cuenca. Esta última etapa corresponde a los últimos estadios de sedimentación sobre la Subunidad Tectónica de Vadiello, en la que los depósitos aluviales se encuentran en zonas muy proximales en relación al paleorrelieve sin actividad tectónica registrada en los mismos. No se preservan los depósitos de zonas distales.

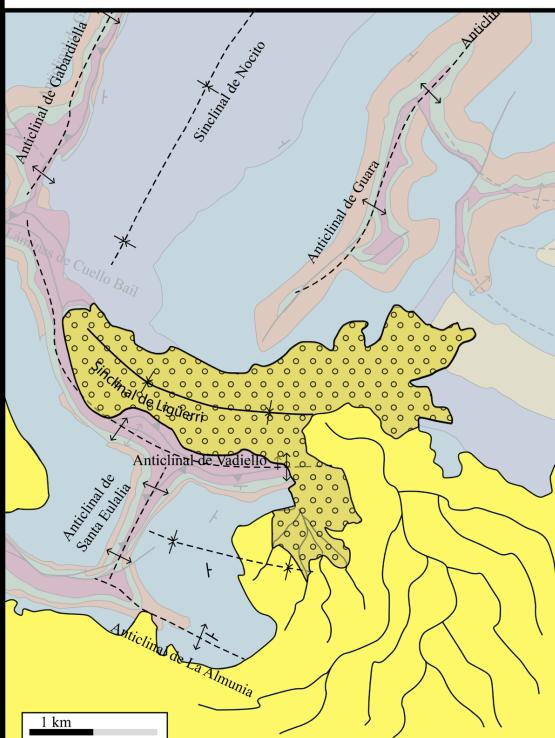
Momento 1: Disposición de las estructuras



Momento 2: Abanico de Vadiello funcional



Momento 3: Progradación de los abanicos aluviales



Momento 4: Retrogradación de los abanicos aluviales

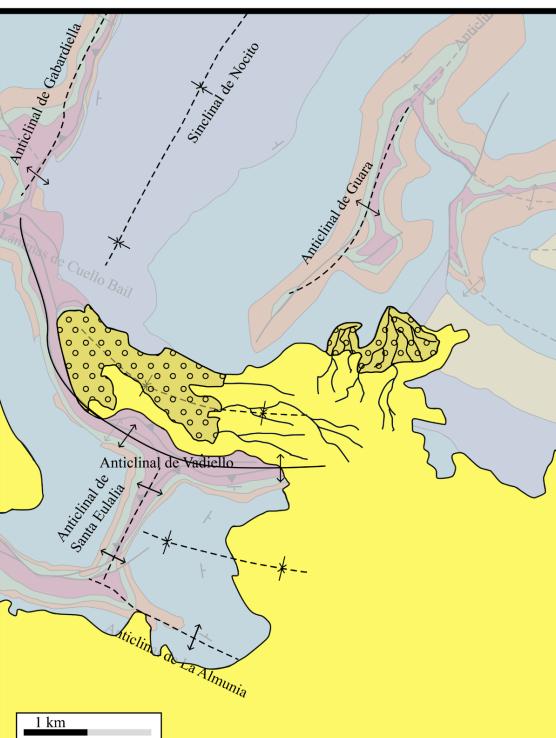


Figura 23: Evolución cronológica de la actividad sedimentaria y tectónica (estructuras en funcionamiento están en línea continua, estructuras sin funcionamiento en línea discontinua).

Correlacionando estos 4 momentos con la evolución paleogeográfica propuesta por Luzón (2005), podemos establecer que nos situamos en la parte superior de la UTS 4 y en la UTS 5. Esto es, mientras se dispone el sistema de Huesca y otros abanicos del frente de Sierras (momentos 1 y 2) en el Oligoceno superior, un momento de actividad tectónica intensa en la transición Oligoceno-Mioceno hace progradar los abanicos (momento 3) y se depositan cuerpos sedimentarios sintectónicos. Posteriormente, en el Mioceno inferior, correspondiente a la UTS 5, se mantiene la paleogeografía, aunque los abanicos aluviales retrogradan, produciéndose *onlaps* sobre el relieve de Sierras Exteriores.

6. CONCLUSIONES

A partir de este estudio realizado en torno a la Subunidad Tectónica de Vadiello, se resumen una serie de conclusiones a partir de los resultados presentados.

- El estudio estratigráfico del depósito oligo-mioceno que cubre esta subunidad ha permitido definir que desde el sur hacia el norte la serie aflorante es paulatinamente más moderna si bien dadas las condiciones de afloramiento, se desconoce si existe serie más antigua hacia el norte.
- El análisis sedimentológico ha permitido identificar 6 litofacies, cuyas características y distribución permite diferenciar dos tipos de abanico: abanicos monogénicos cortos y abanicos poligénicos largos. Ambos drenarían la formación Guara.
- La serie analizada se corresponde con las UTS T4 y T5, en la transición Oligoceno-Mioceno, momento en el cual se registra un episodio de actividad tectónica que influye en la sedimentación del frente de Sierras Exteriores.
- Las variaciones granulométricas y secuenciales permiten identificar dos momentos de progradación aluvial separados por uno de retrogradación. La caracterización estructural ha sido completada con los cortes realizados que permiten entender las relaciones geométricas entre la serie pre-oligocena y la serie oligo-miocena. Así, en 4 puntos se han descrito relaciones tectónica-sedimentación en distintos momentos de la evolución de la subunidad.

- Integrando las observaciones y el conocimiento estructural obtenido para la Subunidad Tectónica de Vadiello, así como el estudio estratigráfico se han propuesto cuatro episodios de actividad y se ha determinado:

- Actividad del Cabalgamiento Frontal Surpirenaico, y probable de los pliegues de dirección E-W o similar (La Almunia, Guatizalema, Vadiello, Ligüerri) (no se encuentran evidencias).
- Quietud tectónica y establecimiento del abanico de Vadiello.
- Actividad tectónica en la Subunidad con el consecuente aumento de facies conglomeráticas: evidencias de plegamiento coetáneo al depósito en el sinclinal de Ligüerri y en el anticlinal de Vadiello.
- Quietud tectónica, evidencias de leve basculamiento y plegamiento en el anticlinal de Vadiello y retrogradación del abanico.

- Finalmente, se propone continuar y ampliar este estudio en otras zonas del frente de Sierras Exteriores contiguas a Vadiello, como son la Val D'Onsera o el Valle del Calcón, buscando más registros sedimentarios de esta actividad tardía del frente pirenaico, y complementando lo observado en la zona de estudio.

7. BIBLIOGRAFÍA

- Almela, A.; y Ríos, J.M. (1951): Mapa Geol. de España. 1:50.000, serie antigua, explicación de la hoja, nº 248 (Apiés). IGME, Madrid. 94 pp.
- Anastasio D.J. y De Paor, D.G. (1987): The Spanish External Sierras: A Case History in the Advance and Retreat of Mountains. Nat. Geogr. Research, 3(2): 199-209.
- Barnolas, A., Samsó, J.M., Teixell, A. y Zamorano, M. (1991): Evolución sedimentaria entre la cuenca de Graus-Tremp y la cuenca de Jaca-Pamplona. En: I Congr. del Grupo Español del Terciario, Libro-Guía Excursión nº1, 123 pp.
- Cámara, P. y Klimowitz, J. (1985): Interpretación geodinámica de la vertiente centro-occidental surpirenaica (Cuenca de Jaca-Tremp). Estudios Geológicos, 41: 391-404.
- Choukroune P., Roure F., Pinet., B. y ECORS Pyrenees Team (1990): Main Reults of the ECORS Pyrenees profile. Tectonophysics, 173, 411-423.
- ECORS Pyrenees Team, (1988): Deep reflection seismic survey across an entire orogenic belt. The ECORS Pyrenees Profile. Nature, 331: 508-518

García-Sansegundo, J. (1996): Hercynian structure of the Axial Zone of the Pyrenees: the Aran Valley cross-section (Spain-France). *Journal of Structural Geology*, 18(11), 1315-1325.

Gisbert, J. (1981): Estudio petrológico-geológico del Estefaniense-Pérmino de la Sierra del Cadí (Pirineo de Lérida). *Diagénesis y sedimentología*. Tesis Doctoral, Univ. de Zaragoza. 313 pp.

Goldberg, J.M. (1987): Le métamorphisme mésozoïque dans la partie orientale des Pyrénées: relations avec l'évolution de la chaîne au Crétacé. *Thèse 3ème cycle*, Univ. Montpellier, Montpellier, 235 pp.

Hirst, J.P.P. (1983). Oligo-Miocene alluvial systems in the norhtern Ebro Basin, Huesca Province, Spain. Tesis Doctoral, Univ. of Cambridge. 247 pp.

Hirst, J.P.P. y Nichols, G.J. (1986): Thrust tectonic control son the Miocene alluvial distribution patterns, Southern Pyrenees. En: *Foreland basins* (Allen, P.A. y Homewood, P., eds.). I.A.S. Spec.Pub. 8: 247-258.

Julivert, M., Fontboté, J.M., Ribeiro, A. y Conde, L. (1974): Mapa tectónico de la Península Ibérica y Baleares, 1:1.000.000. Contribución al Mapa Tectónico de Europa. IGME, Serv. Publ. Min. Industria, Madrid. 113 pp.

Labaume, P. (1983): Evolution Tectono-sédimentaire et megaturbidites du basin turbiditique Eocene sud-Pyrénén. Tesis Doctoral, Univ. des Sciences et Techniques du Languedoc, Montpellier. 195 pp.

Labaume, P., Seguret, M. y Seyve, L. (1985): A section across a turbiditic foreland basin: the lower and middle Eocene Navarra-Aragon basin, Southern Pyrenees. *Tectonics*, 4: 661-685.

Luzón A. (2001): Análisis tectosedimentario de los materiales Terciarios continentales del sector central de la Cuenca del Ebro (provincias de Huesca y Zaragoza). Tesis Doctoral, Univ. de Zaragoza. 465 pp.

Luzón, A. (2005): Oligocene-Miocene alluvial sedimentation in the northern Ebro Basin, NE Spain: Tectonic control and palaeogeographical evolution. *Sedimentary Geology*, 177: 19-39.

Mattauer. M. (1968): Les traits structuraux essentiels de la chaine pyreneenne. *Rev. Geogr. Phys. Géol. Din.*, 10: 3-12.

Millán, H. (1996): Estructura y Cinemática del Frente de Cabalgamiento Surpirenaico en las Sierras Exteriores Aragonesas. Tesis Doctoral, Univ. de Zaragoza, 330 pp.

Millán, H.; Martínez-Peña, MB., Aurell, M., Pocoví, A., Arenas, C., Pardo, G., Meléndez, A. (1994): Sierras Exteriores y sector del Cinca en el Pirineo Aragonés. Estructura y depósitos sintectónicos. En: *II Congreso grupo español del Terciario (Jaca)*. Libro-Guía excursiones: 135-248.

Millán, H., Pueyo, E., Parés, J.M. y Pocoví, A. (1995): Evolution of synsedimentary structures as derived from palaeomagnetic data: an example from the external

Sierras, Southern Pyrenees, Spain. En: European Union of Geosciences VIII meeting. Abstract supplement nº1 to *Terra nova*; Vol. 7: 268.

Millán Garrido, H., Pueyo Morer, E.L., Aurell Cardona, M., Luzón Aguado, A., Oliva Urcia, B., Martínez Peña, M.B. y Pocoví Juan, A. (2000): Actividad tectónica registrada en los depósitos terciarios del frente meridional del Pirineo central. *Rev. Soc. Geol. España*, 13 (2) : 279-300.

Montes, M.J. (2002): Estratigrafía del Eoceno-Oligoceno de la Cuenca de Jaca (Sinclinorio del Guarga). Tesis Doctoral, Univ. de Barcelona, 265 pp.

Muñoz, J.A. (1992): Evolution of a continental Collision Belt: ECORS- Pyrenees Crustal Balanced Cross-section. En: *Thrust Tectonic* (K.R. McClay ed.): 235-246.

Muñoz, A., Arenas, C., González, A., Luzón, A., Pardo, G. y Villena, J. (2002): Ebro Basin (Northeastern Spain). En *Geology of Spain* (Gibbons, W. y Moreno, T., eds.). Geological Society, London, 301-309.

Nemec, W. y Steel, R.J. (1984): Alluvial and coastal conglomerates: their significant features and some comments on gravelly mass-flow deposits. In: *Sedimentology of gravels and conglomerates* (Koster, E.H. y Steel, R.J. eds.). Can. Soc. Petrol. Geol. Mem., 10: 1-31.

Nicols, G., Hirst, J.P. (1998): Alluvial fans and fluvial fans distributary systems Oligo-Miocene northern Spain: contrasting processes and products. *Journal of Sedimentary Research*, 68 (5): 879-89.

Puigdefábregas, C. (1975): La sedimentación molásica en la cuenca de Jaca. Pirineos, 104: 188 pp.

Quirantes Puertas, J. (1969): Estudio sedimentológico y estratigráfico del Terciario continental de los Monegros. Tesis doctoral, Univ. de Zaragoza, 207 pp.

Riba, O., Reguant, S., Villena, J. (1983): Ensayo de síntesis estratigráfica y evolutiva de la Cuenca terciaria del Ebro. En *Geología de España Libro Jubilar J.M. Ríos, Tomo II* (IGME ed.) IGME, Madrid, 131-159.

Rodríguez-Vidal, J. (1983): Geomorfología de las Sierras Exteriores Oscenses y su piedemonte. Tesis doctoral, Univ. de Zaragoza, 493 pp.

Samsó Escolá, J.M., Sanz López, J. y García Senz, J. (1991): Mapa Geológico de España 1:50.000, hoja nº248 (Apiés). IGME, Madrid.

Samsó Escolá, J.M., Sanz López, J., Serra Kiel, J., Tosquella Angrill, J., Garrido Schneider, E.A. y Barnolas Cortinas, A. (2014): Memoria del Mapa Geológico de España 1:50.000, hoja nº248 (Apiés). IGME, Madrid.

Séguret, M. (1972): Étude tectonique des nappes et séries décollées de la partie centrale du versant sud des Pyrénées. Caractère sédimentaire, rôle de la compression et de la gravité. Tesis doctoral, Univ. des Sc. et Tec. du Languedoc (USTELA), Sér. Geol- Struct, nº2. 155 pp.

Silva-Casal, R., Aurell, M. y Payros, A. (2013): Evolución sedimentaria de un área marginal de la Cuenca de Jaca-Pamplona durante el Eoceno medio. *Geogaceta*, 53, 101-104.

Smith, N.D. (1974): Sedimentology and bar formation in the upper Kicking Horse River, a braided outwash stream. *Journ. Geol.*, 82: 205-224.

Soler, M. y Puigdefábregas, C. (1970): Líneas generales de la geología del Alto Aragón Occidental. *Pirineos*, 96: 5-20.

Steel, R.J. y Thompson, D.B. (1983): Structures and textures in Triassic braided stream conglomerates (“Bunter” Pebble beds) in the Sheerwood Sandstone Group, North Staffordshire, England. *Sedimentology*, 30: 341-367.

Teixell, A. (1990): Alpine thrusts at the western termination of the Pyrenean Axial Zone. *Bulletin de la Société Géologique de France*, 6 (2): 241-249.

Teixell, A. (1992): Estructura alpina en la transversal de la terminación occidental de la zona axial pirenaica. Univ. de Barcelona. 252 pp.