



GEOSENTRIP n° 10

8-10 Mayo 2018

**GUIA EXCURSION
SOMONTANO DE HUESCA
Geología y vinos**

Carlos Alvarez / Pedro Cámara

Introducción y objetivo de la excursión

El Somontano se sitúa en la provincia de Huesca, concretamente en la parte septentrional de la depresión del Ebro y al sur de las Sierras Exteriores. Toda la zona presenta relieves bajos, por lo general, inferiores a 700 m, encontrándose limitada al norte por la estribación oriental de la Sierra de Guara, al este por el río Cinca , al oeste por el Rio Alcanadre y la Hoya de Huesca y al sur por el Anticlinal de Barbastro.

Entre los años 2003 y 2011 Serica Energy plc., fué titular de cuatro permisos de investigación en esta región. Estos trabajos de investigación, además de otros, han servido mayormente de base para las explicaciones que se presentan en la presente salida de campo.

Ya entre 1970 y 1982 se realizaron trabajos de investigación en la zona por parte de la actual Repsol con adquisición sísmica y realización de varios sondeos (Huesca-1, Monzón-1, etc.)



Mapa con la localización de las paradas previstas

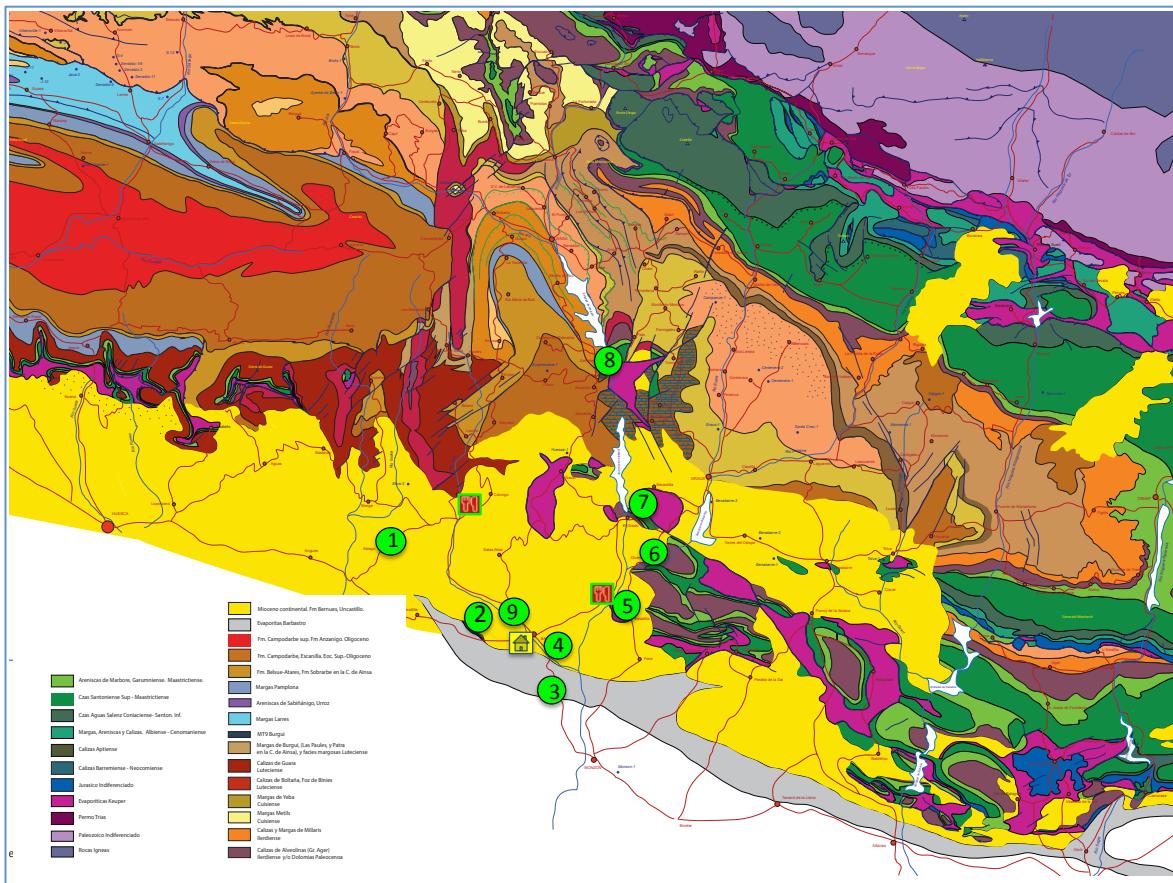
Las rocas que rellenan la cuenca somontana son sedimentos fluviales, abanicos aluviales y lacustres tipo playa-lake de carácter sintectónico de edad fini-Oligocena y Miocena que cubren discordantemente materiales intensamente plegados (Eocenos y Cretácicos, mayormente carbonatados) correspondientes a las Sierras Exteriores pirenaicas.

El objetivo de esta excursión es recorrer una zona en la que fueron definidos varios objetivos exploratorios, mostrar los “play concepts” perseguidos y visitar las estructuras geológicas más características del área.

La zona presenta un gran interés geológico al estar situada entre la Unidad Surpirenaica Central, al Este y la cuenca de Jaca-Pamplona al Oeste, existiendo en la misma estructuras complejas tanto compresivas como de origen salino que serán mostradas y discutidas durante la excursión. Para esta discusión se mostraran perfiles sísmicos que se adquirieron en esta zona durante la exploración que se llevo a cabo durante los años 70-80.

En los suelos formados sobre los sedimentos Miocenos que cubren mayoritariamente esta zona, se ha desarrollado una antigua y floreciente tradición vinícola haciendo famosa el área por sus vinos en la actualidad. Existen en las proximidades de Barbastro numerosas bodegas cuya enumeración se realiza al final de esta breve guía.

En principio se realizarán las siguientes paradas (ver mapa). Esta previsto la visita de las bodegas de Lalanne, históricamente, la primera bodega productora de vinos del Somontano.



Mapa geológico del área de la excursión y localización de paradas

Itinerario y Paradas

Dia 8 Mayo

Mañana: *Viaje Madrid Barbastro*

Comida

Tarde:

Parada 1: Pisadas fosiles Abiego

Parada 2. Monasterio del Pueyo

Noche: *Cena y Hotel Pirineos en Barbastro*

Dia 9 Mayo

Mañana:

Parada 3. Anticlinal de Barbastro

Parada 4. Corte Margen derecha Rio Cinca

Parada 5. Diapiro de Estada.

Comida Braseria de Ana

Tarde:

Parada 6. Discordancia de Olvena

Parada 7. Diapiro de Secastilla (La Puebla de Castro) y subida al Tozal Gordo

Noche: *Cena y Hotel Pirineos en Barbastro*

Dia 10 Mayo

Mañana:

Parada 8. Ermita de S. Emeterio y S. Celedonio.

Parada 9. Visita y Cata de vinos Bodegas Lalanne

Comida: *Alquezar. Casa Gervasio*

Tarde: *Viaje de regreso a Madrid*

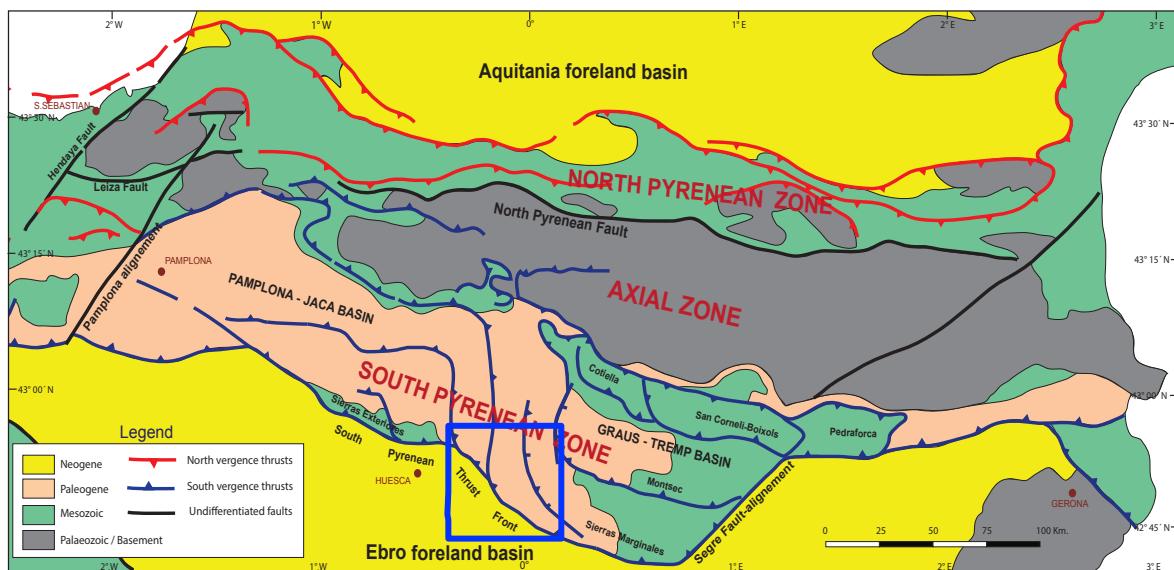
Marco geológico

Estructura general

Los Pirineos son una cadena montañosa de doble vergencia de dirección E-O formados como el resultado de la subducción de la Placa Ibérica bajo la Placa Europea (ECORS Team, 1988).

Aunque se encuentra dentro del sistema alpino, los Pirineos son un cinturón plegado muy particular, que muestra las siguientes características:

- Ausencia de metamorfismo de alta presión.
- Ausencia de ofiolitas.
- El inicio de la fase orogénica principal es de edad Cretácico superior-Oligoceno temprano.
- Los Pirineos carecen de un margen pasivo pre-orogénico de gran desarrollo.
- La parte interna de la cadena es el resultado de la inversión de una cuenca transtensional relativamente estrecha.



Esquema estructural de los Pirineos. El cuadro señala el área de la excursión

Los Pirineos meridionales en España se caracterizan por la existencia de láminas cabalgantes desplazadas hacia el Sur, mientras que los Pirineos septentrionales, en Francia, los cabalgamientos imbricados y estructuras invertidas vergen hacia el Norte.

Con anterioridad a la colisión de las placas ibéricas y europeas durante el Terciario, tuvo lugar una rotación de las mismas, girando la Península Ibérica en sentido anti-horario alrededor de 35 °. Este movimiento ocurrió desde el Triásico hasta el Cretácico, dando como resultado la apertura del Golfo de Vizcaya. La evolución cinemática de placas origino un rift y la formación de corteza oceánica a lo largo del Golfo de Vizcaya y del margen Cantábrico, y posteriormente convergencia y compresión en el Cretácico Superior - Terciario.

Existen varios modelos que describen este escenario de placas tectónicas. En el primero, la Península Ibérica sufriría una traslación lateral izquierda de 300-500 km a lo largo de la Falla Norpirenaica, a través de un polo de rotación ubicado en París ([Le Pichon, Bonnin, & Sibuet, 1970](#)). En un segundo modelo, esta apertura sería un movimiento de "tijera", con un polo de rotación ubicado en el SE del Golfo de Vizcaya, ([Roest & Srivastava, 1991](#)). Otra versión de este modelo sugiere una evolución en varias etapas con diferentes polos de rotación ([Olivet, 1996](#)). Después de la apertura del golfo de Vizcaya y de la rotación y traslación lateral izquierda de Iberia en relación con Eurasia, se produjo una colisión y una fase de aproximación de placas, que formaron los Pirineos. Esta colisión también ha estado sujeta a diferentes interpretaciones que han intentado explicar los principales elementos de la cadena como la Falla Norpirenaica, la ubicación de los macizos paleozoicos, las vergencias norte y sur y la geometría profunda de la corteza.

Como resultado de la compresión alpina, la estructura de los Pirineos de Norte a Sur, está representada por :

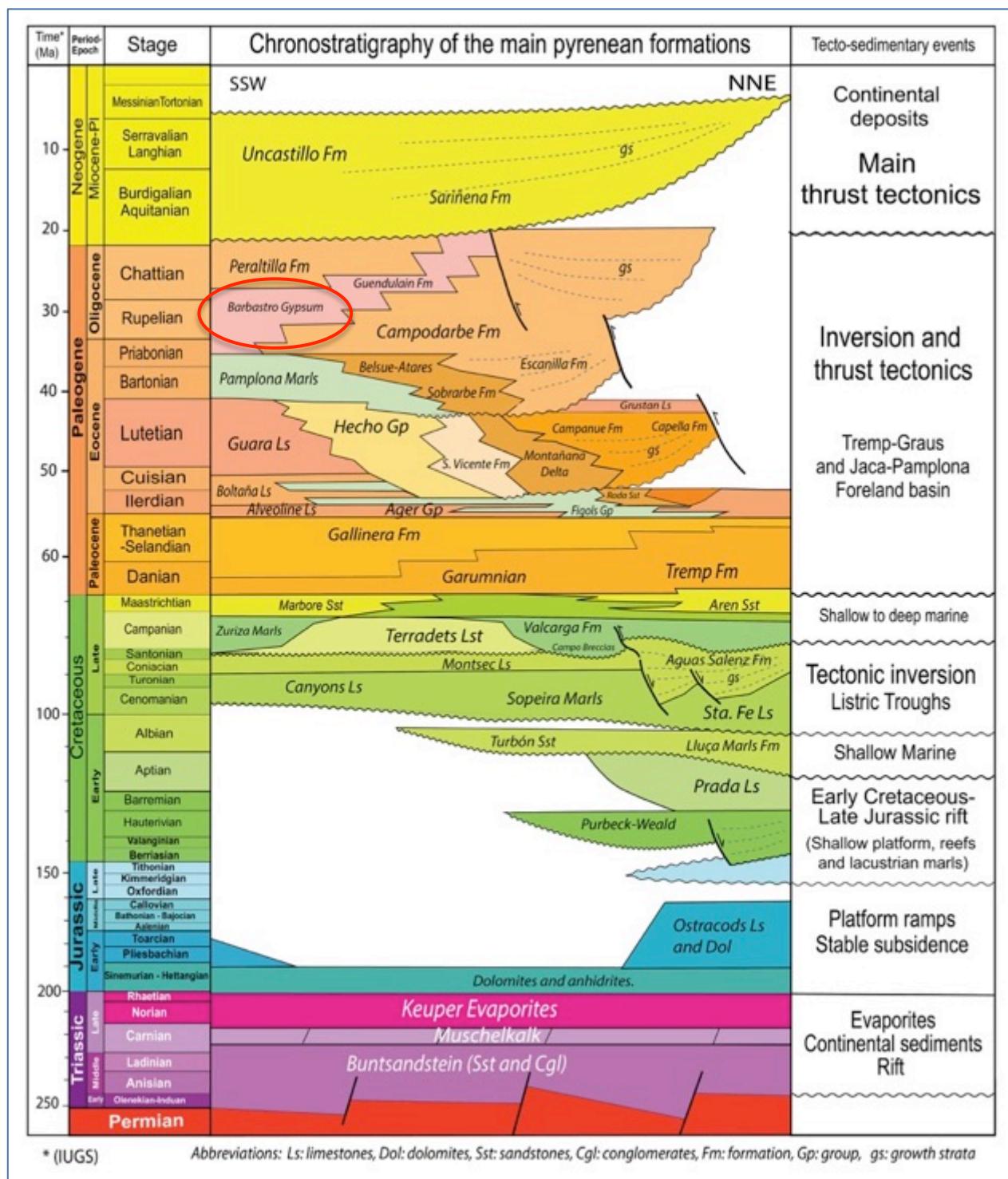
- a) La Zona Norpirenaica, con cabalgamientos vergentes hacia el Norte que involucran unidades Paleozoicas y Mesozoicas cabalgando la cuenca de Aquitania.
- b) La Zona Axial, formada por rocas Paleozoicas afectadas por plegamiento y cabalgamientos Hercinicos y vergencias alpinas hacia el sur. El límite entre la Zona Axial y la Zona Norpirenaica se sitúa en la Falla Norpirenaica, la cual ha desempeñado un papel importante durante la evolución de la Cadena ([Choukroune, 1992](#)).
- c) La Zona Surpirenaica compuesta por unidades de basamento y sedimentos Mesozoicos y Terciarios, que se dirigen hacia el sur sobre la cuenca del Ebro. Esta zona se puede dividir en Pirineos Orientales (desde el Mar Mediterráneo hasta la alineación del Segre, Pirineos Occidentales (Cuenca Jaca-Pamplona), y Unidad Central (desde la alineación del Segre hasta la Anticlinal de Boltaña).

Estratigrafía

La cronoestratigrafía del Mesozoico y Terciario de la zona Surpirenaica, se resume en la figura adjunta, donde se pueden ver las principales secuencias, y discordancias que las limitan. También se indican las discordancias angulares y los crecimiento de estratos relacionados con los eventos de rift extensionales y las etapas de compresión Alpinas.

El Triásico presenta en los Pirineos la clásica trilogía de facies germánica compuesta por el Buntsandstein, Muschelkalk y Keuper. Una discordancia angular separa el Permico del conglomerado basal del Bunt. Los niveles evaporíticos y arcillosos del Triásico constituyen el nivel de despegue principal de las unidades cabalgantes en la Zona Surpirenaica, principalmente en niveles del Muschelkalk (M2) y en el Keuper, aunque alguna de las unidades Triásicas pueden también formar parte de las unidades cabalgantes.

Suprayacentes a los materiales del Triásico, la sección del Jurásico está representada por una plataforma de plataforma carbonatada relativamente homogénea, principalmente presente al Este de la cuenca de Ainsa .



Resumen cronoestratigráfico de la vertiente Surpirenaica y eventos tectónicos.

El Cretácico se caracteriza por grandes variaciones de facies y espesores, especialmente durante el Cretácico Superior. Las series más potentes se localizan en la lámina cabalgante de Cotiella-Montsec o Unidad del Surpirenaica

Central ([Séguret, 1972](#); [Garrido Mejías y Ríos, 1972](#)), y están formadas por carbonatos de aguas someras y depósitos marinos y turbidíticos profundos.

El Cretácico superior (Campaniano-Maastichtiense) está representado por las margas marinas de Zuriza en el Oeste, y por la formación turbidítica de Valcarga hacia el Este. La formación fluvial Tremp, marca la transición hacia las series marinas transicionales del Paleoceno al Eoceno Inferior (Ilerdiense) de la Formación Gallinera y las calizas de Alveolinas.

La cuenca del antepaís Jaca-Pamplona se rellenó en el Eoceno inferior con una potente sección turbidítica (Grupo Hecho). Durante el Eoceno superior, la cuenca se colmató con complejos deltaicos progradantes asociados a la migración hacia el Sur del depocentro de la cuenca ([Puigdefábregas, 1975](#)). En el Oligoceno-Mioceno inferior, predominaron las facies marinas poco profundas y continentales. En la cuenca del Ebro, la última etapa de depósitos continentales se superpone a las evaporitas de Barbastro, las cuales corresponden al cierre de esa cuenca.

Martes 8 de Mayo:

Parada 1: Huellas fósiles en Abiego. Yacimiento de Fondota

En esta localidad se han descubierto pisadas fósiles de Entelodon y Anoplotherium, ascendentes de los jabalíes, y camellos y jirafas actuales respectivamente. El afloramiento es espectacular formados por capas inclinadas de arcillas y calizas lacustres con una edad de 33 ma del Rupeliense (Oligoceno Inferior). Hay varios paneles explicativos.



Afloramiento en estratos Oligocenos con pisadas de mamíferos

El yacimiento de Fondota se localiza cerca del casco urbano de Abiego. El yacimiento está equipado con tres mesas de interpretación y está adecuado para su visita, además de contar con medidas de protección para garantizar su mejor conservación.

El yacimiento se encuentra en un estrato de calizas inclinado hacia el Suroeste que aflora a lo largo de más de 100 m y que contiene gran cantidad de icnitas de animales cuadrúpedos formando múltiples rastros. Los estudios en marcha han podido confirmar la existencia de tres tipos de icnitas ([Canudo, 2004](#)), producidas todas ellas por mamíferos artiodáctilos (grupo que incluye animales como camellos, cerdos, hipopótamos, vacas, ciervos, jirafas o cabras, entre otros) de distintos tamaños. Se encuentra situado estratigráficamente en la base de la Formación Peralta, en una unidad carbonatada lacustre, que se conoce como Calizas de Peralta. La edad de este conjunto calcáreo se ha considerado tradicionalmente como Eoceno superior/Oligoceno inferior en base al contenido en carófitas ([Reille 1967, 1971](#)), aunque estudios más recientes sugieren que una

edad Oligoceno inferior en base al contenido en micromamíferos ([Álvarez Sierra et al., 1990](#)). Se depositó en un sistema lacustre carbonatado somero localizado en las partes distales de abanicos aluviales procedentes del norte (Luzón et al., 2005) y el nivel en el que se encuentra el yacimiento se correspondería con la zona marginal de este lago.

Parada 2: Monasterio del Pueyo.

Este monasterio se emplaza en una atalaya natural situada en una escama de rocas eocenas correspondiente al flanco septentrional del Anticlinal de Barbastro. Hacia el norte ofrece magníficas vistas de la Cuenca del Somontano, las Sierras Exteriores y las correspondientes a la parte central del Pirineo. Hacia el Sur se domina la Cuenca del Ebro.



Vista panorámica desde el monasterio del Pueyo

El Monasterio del Pueyo se localiza en contacto del Frente tectónico Surpirenaico. En dicho punto afloran las calizas de Alveolinas del Luteciense. Desde el Monasterio se observan otros afloramientos situados al NO constituido por Calizas del Cretácico superior, Paleoceno en facies Garumnense, calizas con microcodium del Ilerdiense, y al techo de las mismas, calizas de Alveolinas del Luteciense. Estos afloramientos se disponen sobre los yesos de Barbastro por medio del contacto mecánico cabalgante producido por el frente Surpirenaico,

Durante esta parada se explicará el contexto geológico general, incluyendo una descripción estratigráfica de la zona, el enmarque estructural, las implicaciones para la exploración, así como algunos de los resultados obtenidos por sondeos de exploración en la Cuenca de Graus.

Miércoles 9 de Mayo:

Parada 3: anticlinal de Barbastro. Carretera de Barbastro a Fornillos (imprescindible chaleco reflectante!!)

Corte sobre los materiales que forman el núcleo del Anticlinal de Barbastro (Fm. Yesos de Barbastro) y la formación suprayacente (Areniscas de la Fm. Peraltilla). Detalle de los pliegues en evaporitas y discusión sobre el origen de la estructura.



Contacto de la formación Peraltilla con los yesos de Barbastro

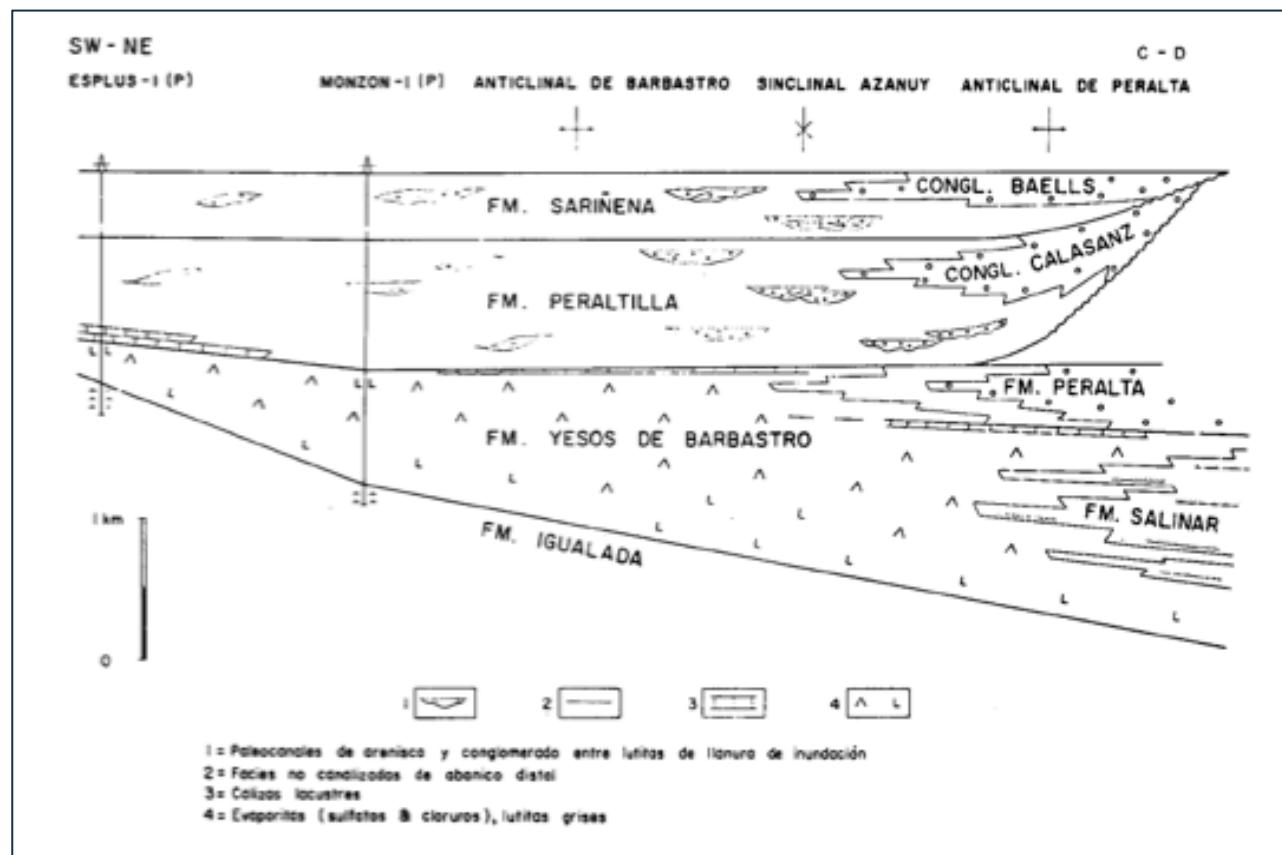
En el área de Barbastro afloran los materiales del Oligoceno a Mioceno. Los yesos de Barbastro son una formación eminentemente evaporítica formada por yesos blancos, sal, y lutitas, cuyo límite superior es diacrónico. Hacia el Norte cambia de facies a las formaciones clásicas de lutitas, areniscas y conglomerados de Salinar y Peralta. La edad de los yesos de Barbastro aunque es difícil de precisar se sitúa entre el Priaboniense superior y Estampiense. La formación de Salinar tiene un espesor de mas de mil metros, y es de origen fluvial y lacustre. La formación de Peralta esta constituido por un ciclo progradante con un espesor superior a 300 metros.



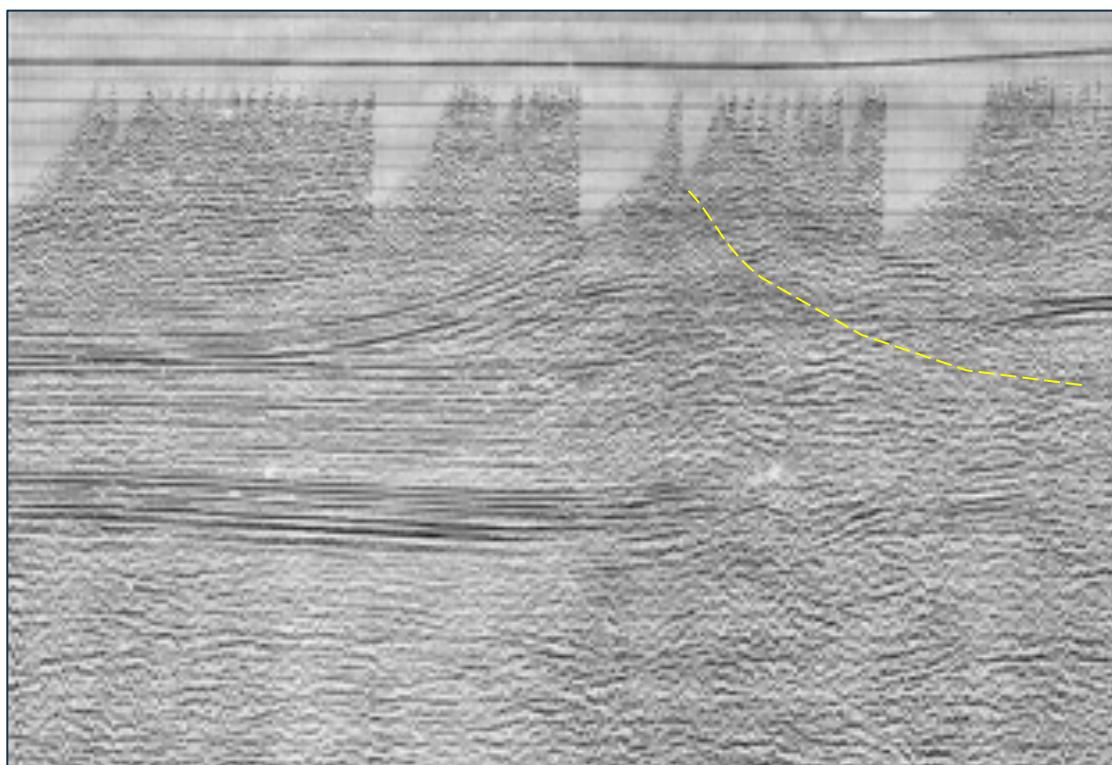
Fotografías de los yesos de Barbastro (arriba), y del contacto de los yesos con la formación Peraltilla (abajo)

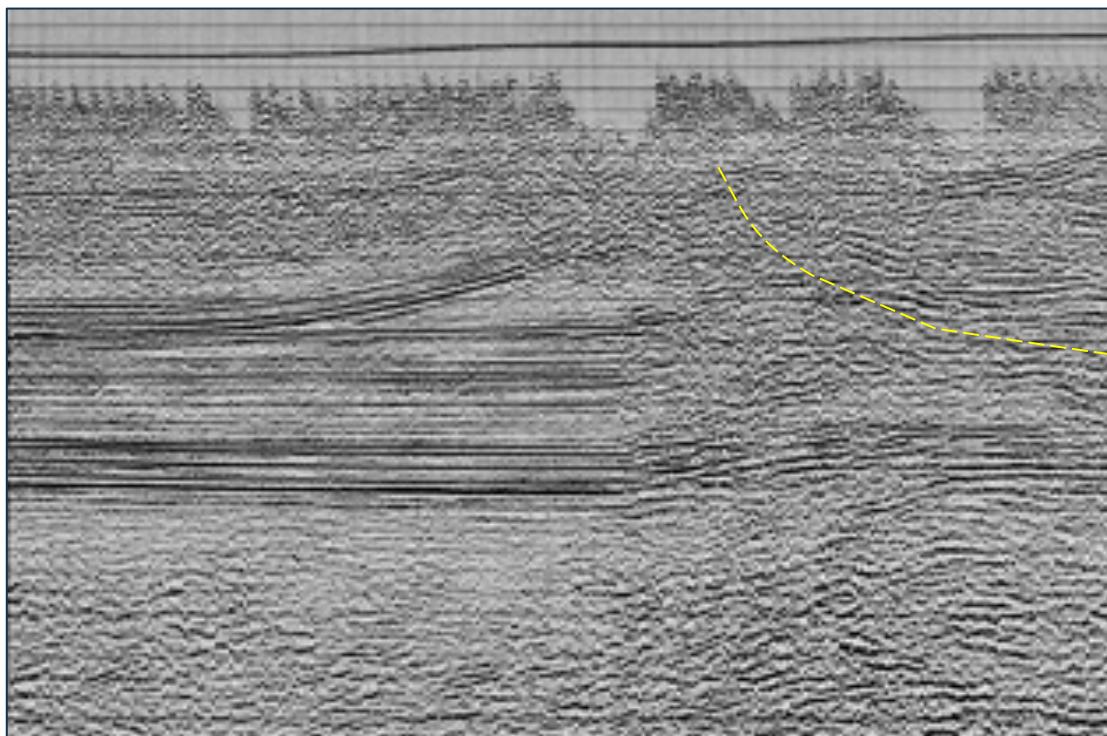
La formación Peraltilla es de origen siliciclástico de origen fluvial, y está formada por areniscas y conglomerados con un espesor de 900 metros en el flanco Sur del anticlinal de Barbastro en el valle del río Cinca. La formación Sariñena es otra formación fluvial localizada sobre la formación Peraltilla. En el flanco Sur del anticlinal de Barbastro los canales de esta formación son más conglomeráticos que los de la formación Peraltilla.

Estructuralmente el anticlinal de Barbastro está compuesto por un núcleo evaporítico muy plegado formado por las formaciones de Barbastro. Tiene una dirección NO-SE y se interpreta como un pliegue de “buckling” ([García-Senz & Zamorano, 1992](#)) sobre una superficie de despegue que se localizaría al techo del Eoceno marino, como lo sugieren algunos perfiles sísmicos de esta área. Según algunos modelados se produjo por un efecto combinado de cabalgamiento, “bouyancy”, y carga diferencial ([Gil & Jurado, 1998](#)).



Esquema estratigráfico mostrando las relaciones de las unidades del Oligoceno. ([García Senz, y Zamorano, 1992](#))





Perfiles sísmicos del área de Barbastro mostrando la cuña evaporítica que forman los yesos de Barbastro, sobre las formaciones marinas del Eoceno superior.

El cabalgamiento basal del frente Surpirenaico cabalga un prisma de sedimentos evaporíticos de más de 2000 metros de espesor ([P. Cámara & Klimowitz, 1985](#)). Un corte geológico del anticinal (A-B) y su localización geológica se muestra en figuras adyacentes ([García-Senz & Zamorano, 1992](#)). Sin embargo según estos autores para resolver un problema espacial bajo las sierras Marginales es necesario entroncar varios cabalgamientos fuera de secuencia que cortan el anticinal de Peralta visible en el corte geológico. La geometría de este anticinal es difícil de definir al estar localizado bajo las láminas de las Sierras Marginales. El engrosamiento de los yesos de Barbastro visible en los perfiles sísmicos puede explicarse por imbricaciones internas en los yesos, o bien por un simple engrosamiento diapírico.

Mas recientemente realizando modelados gravimétricos se ha precisado la geometría del frente de cabalgamiento y las relaciones con el bloque autóctono inferior ([Santolaria, Casas-Sainz, Soto, & Casas, 2016](#)) .Ver figura siguiente

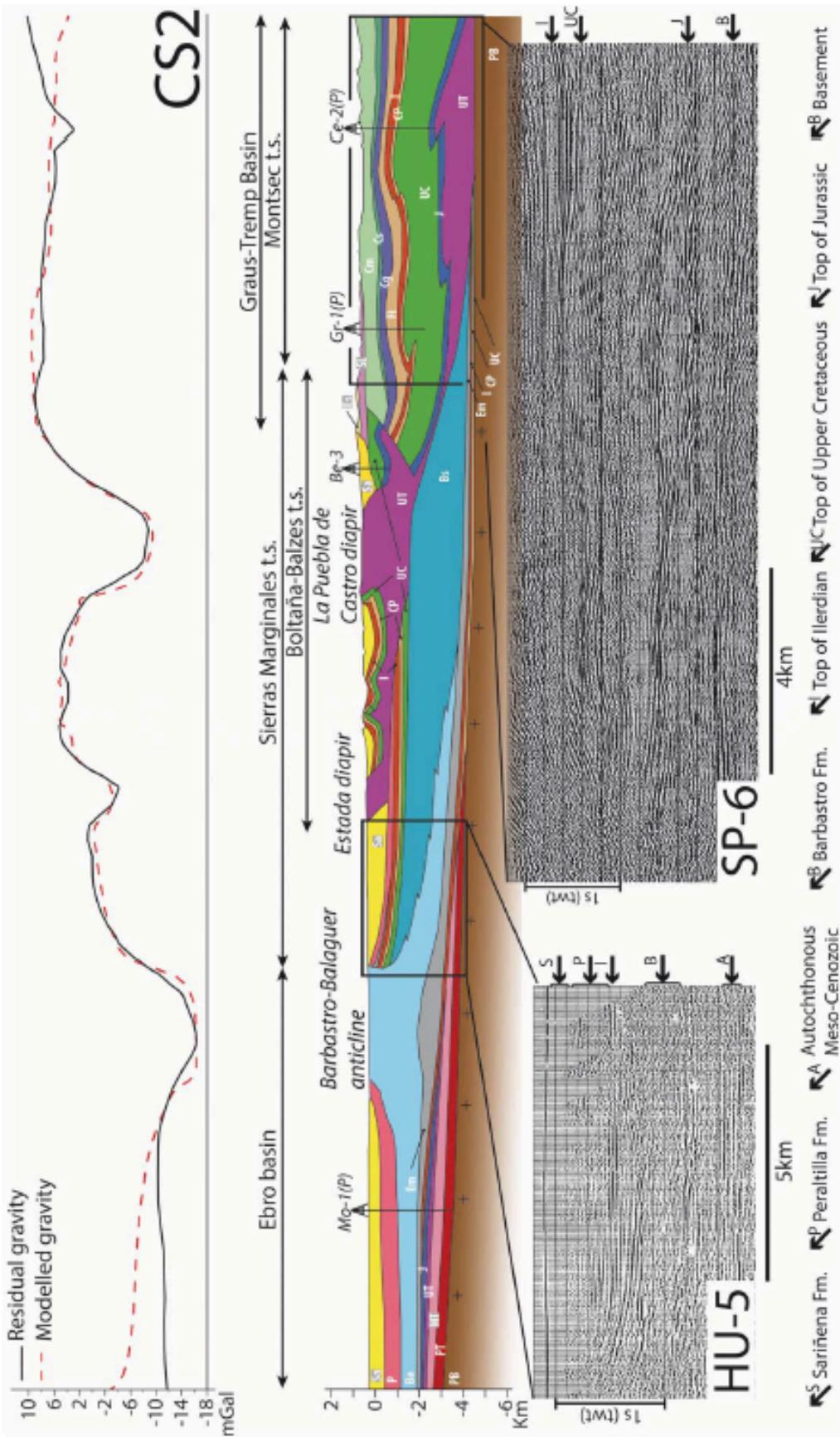
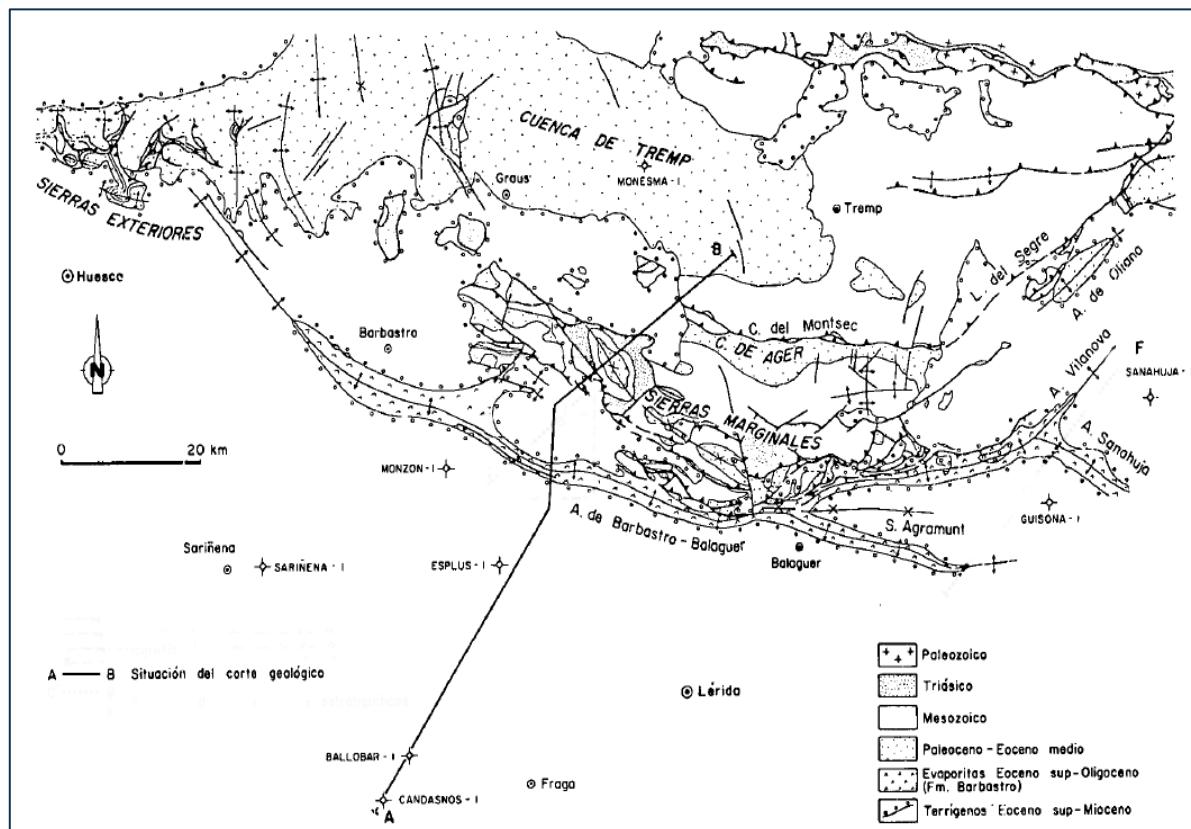
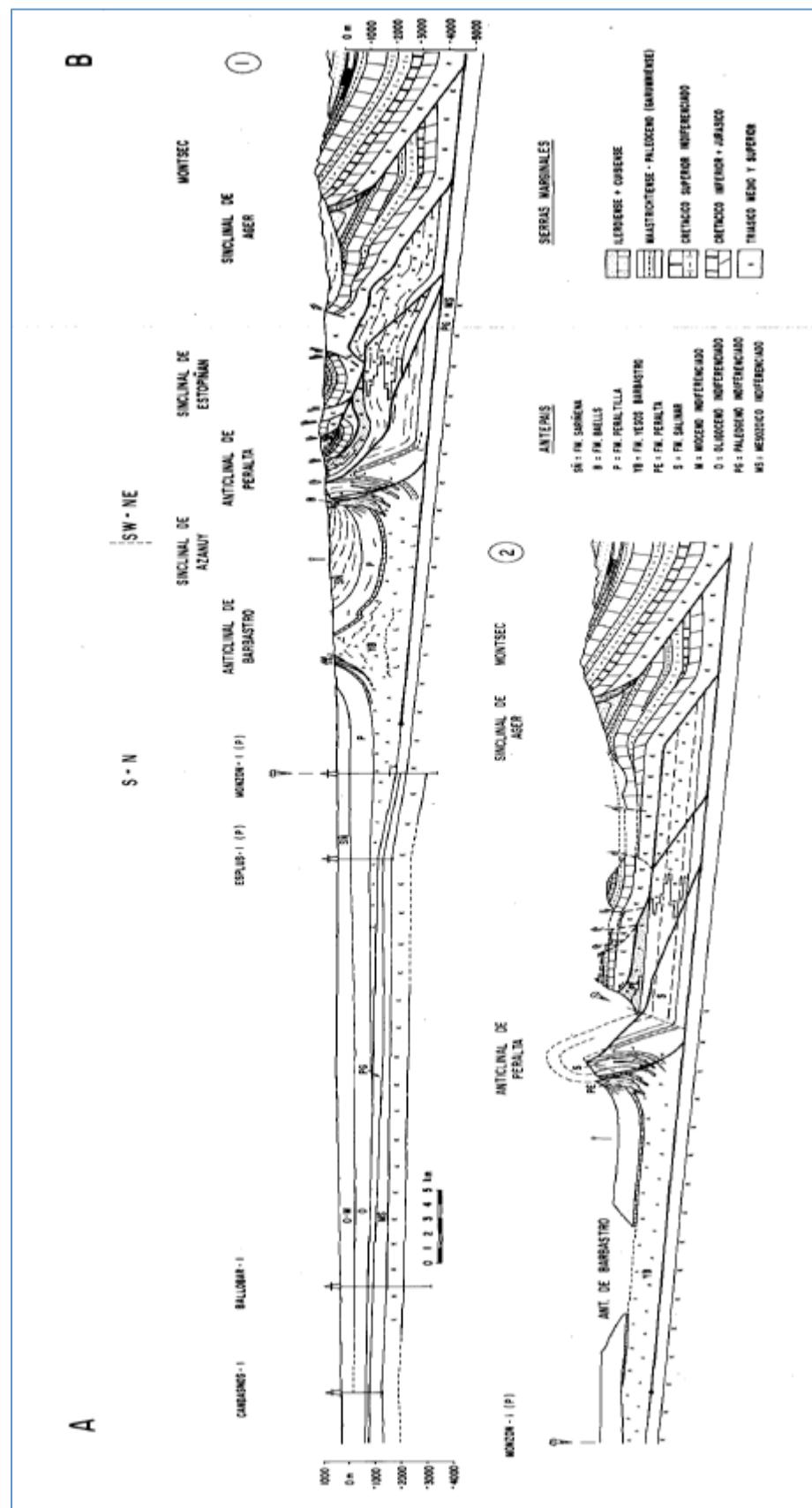


Fig. 8. A 2.5D model of cross-section 2 (CS2), key boreholes and seismic reflection profiles. (See location and legend in Fig. 1.) The basement is not modelled. See online version for colour.



Detalle de las formaciones evaporíticas





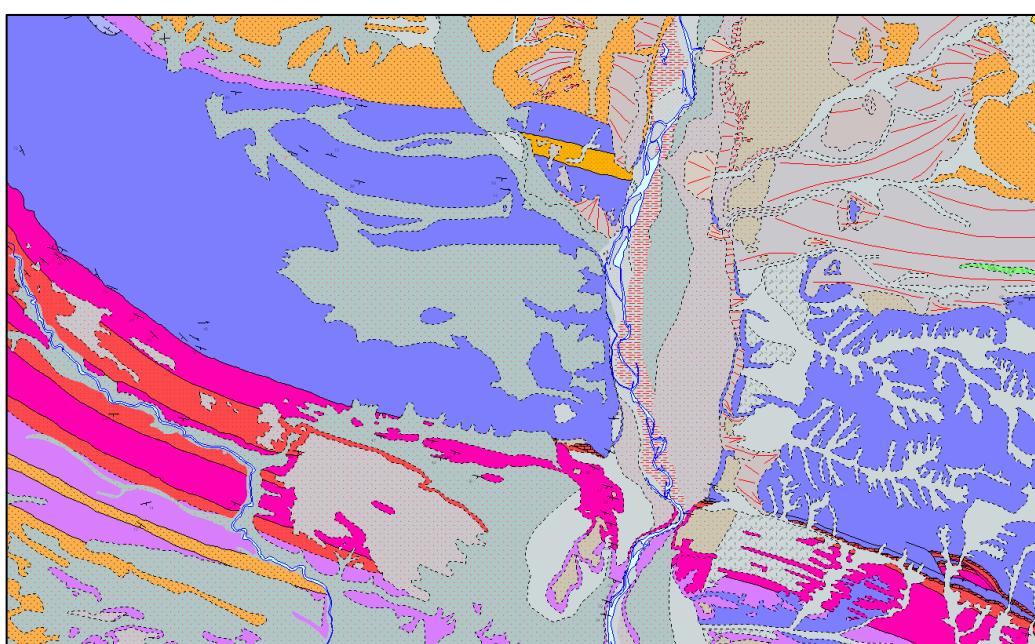
Mapa esquemático geológico del borde norte del Valle del Ebro y las Sierras Marginales. Corte geológico interpretativo del anticlinal de Barbastro ([García-Senz & Zamorano, 1992](#)).

Parada 4: Margen derecha del Rio Cinca.

Caminaremos de S a N por una estrecha carretera local paralela al río Cinca realizando un corte al anticlinal de Barbastro observando las relaciones estructurales que se presentan en el mismo.



Corte de los yesos de Barbastro y formaciones Miocenas en la margen derecha del río Cinca.



Cartografía geológica continua IGME del valle del Cinca

Parada 5: Diapiro de Estada.

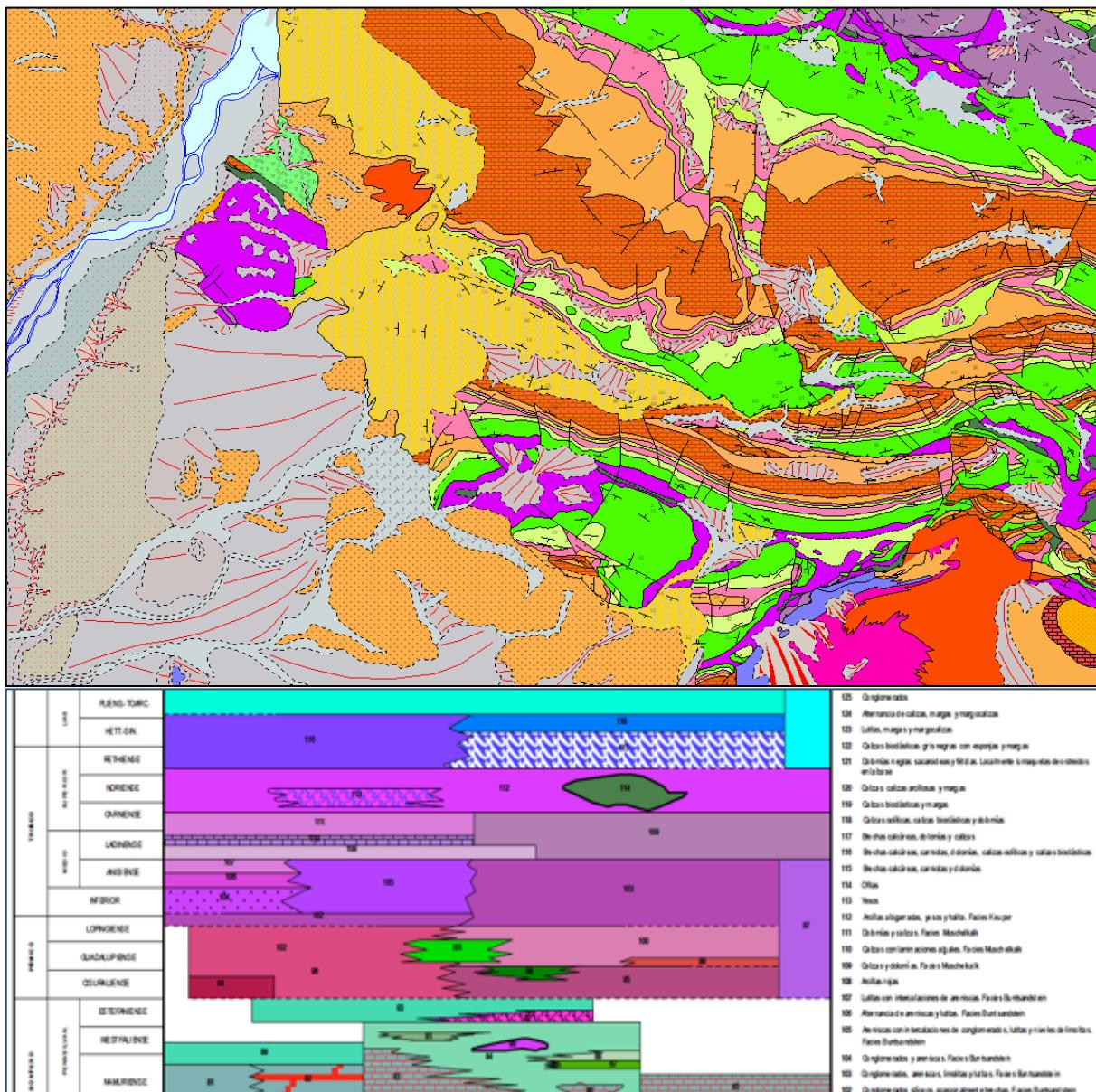
En los márgenes septentrionales de la Cuenca Somontana afloran una serie de diapiros. Visitamos uno de ellos en Estada, observando las facies de su flanco y las rocas de su núcleo.



Vista aérea de Google Earth del diapiro de Estada



Contacto del Keuper con el Mioceno



Cartografía geológica continua y leyenda de las formaciones Triásicas del área de los diapiros de Estada y Estadilla (IGME)

Los diapiros de Estada, y Estadilla se localizan en la zona más occidental de las sierras Marginales Catalanas, ya al Sur de la Cuenca de Graus. Presentan forma circular y en su núcleo afloran parcialmente los materiales del Keuper constituidos por lutitas y yesos con algunos niveles de calizas y dolomías.

Se encuentran aflorando de forma caótica dentro de los diapiros, pudiéndose observar afloramientos aislados de calizas desconectados entre sí, rodeados por lutitas rojas. En los bordes del diapiro los materiales triásicos aparecen rodeados por capas prácticamente indeformadas de rocas oligo-miocenas.

En algunas zonas de este área en algún diapiro (Naval) se pueden observar calizas y dolomías de tonos claros, blanquecinos o cremosas, aunque a menudo se reconocen niveles muy oscuros y fétidos. Las calizas suelen ser tableadas, en

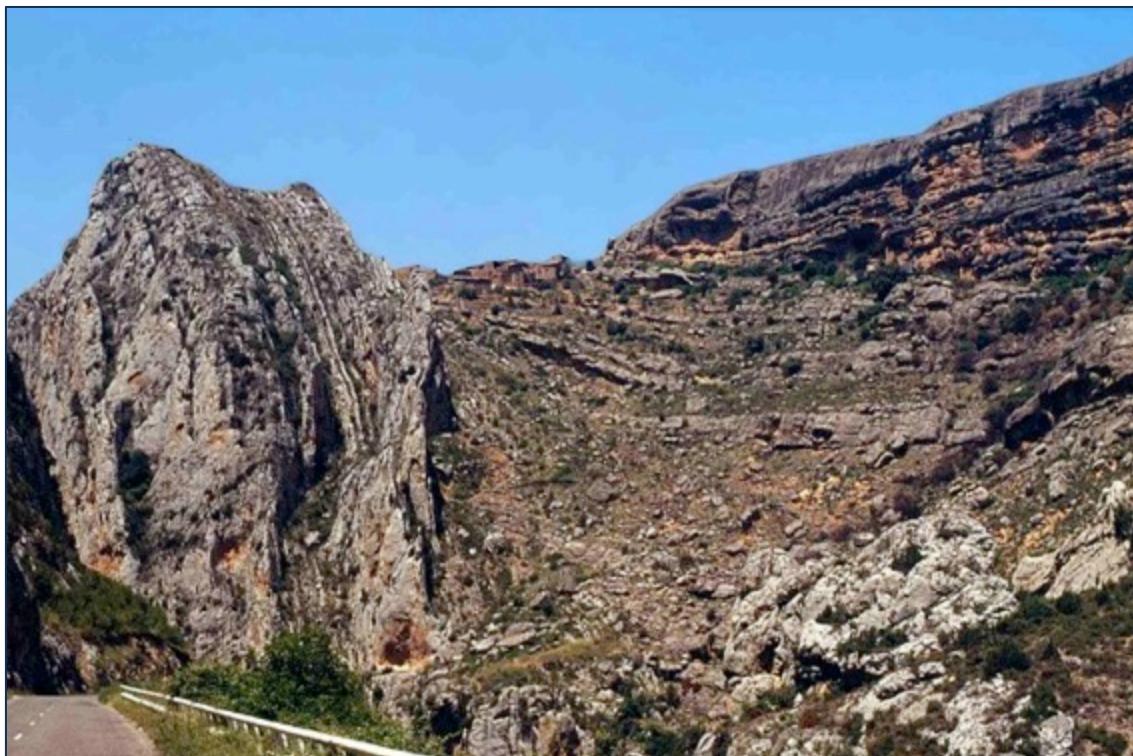
las que es frecuente observar laminaciones paralelas. A menudo se reconocen afloramientos con restos fósiles, que suelen ser de gasterópodos y lamelibranquios de pequeño tamaño. que permiten atribuir a estas calizas al Muschelkalk (Ladinense).

El diapirismo del Keuper en esta zona de los Pirineos se inició durante el Cretácico medio-superior, siguiendo un periodo extensional que ocurrió desde finales del Jurásico hasta el Cretácico inferior. En esta etapa de evolución tectónica se desarrolló una tectónica salina con formación de fallas listricas y otras estructuras que posteriormente durante el Cretácico superior sufrieron una inversión tectónica. Las estructuras salinas incluyendo las geometrías diapiricas fueron trasladadas hacia el sur durante la etapa compresiva Alpina a partir del Eoceno superior Mioceno inferior ([P Cámara & Flinch, 2017](#)).

Comida en Estada.

Restaurante Braseria Ana

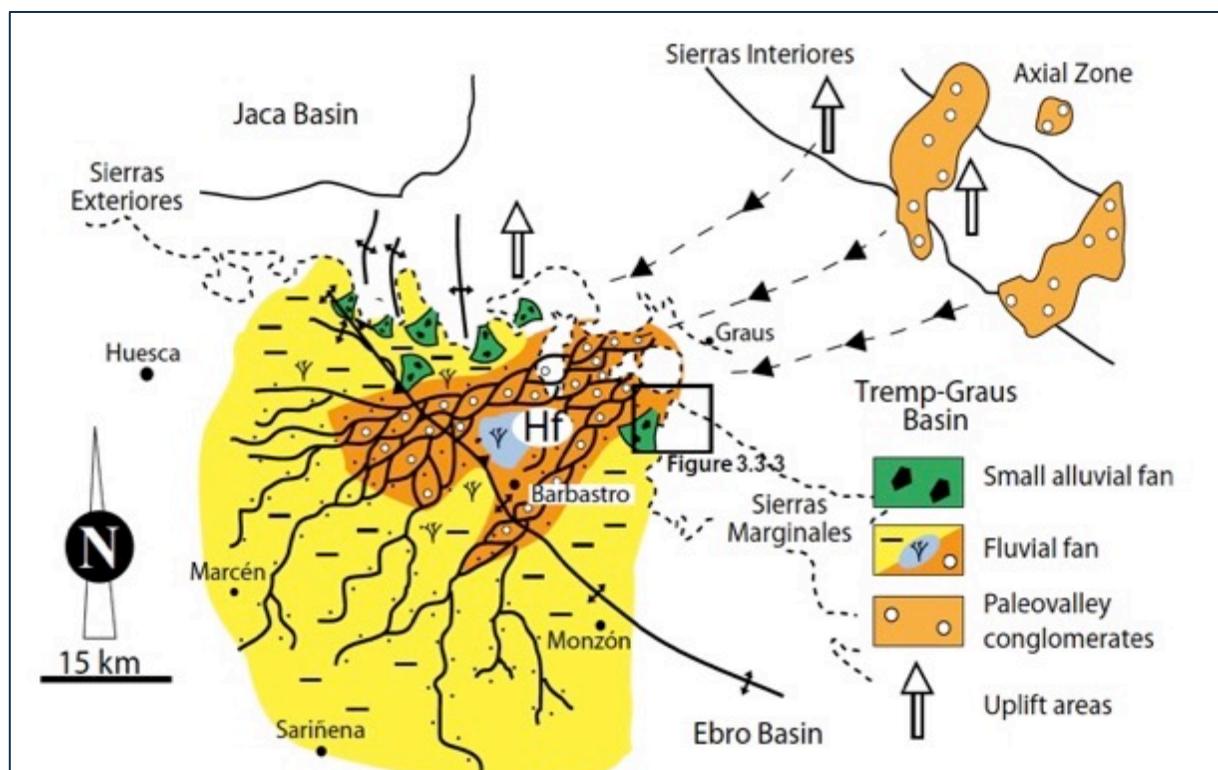
Parada 6: Discordancia de Olvena.



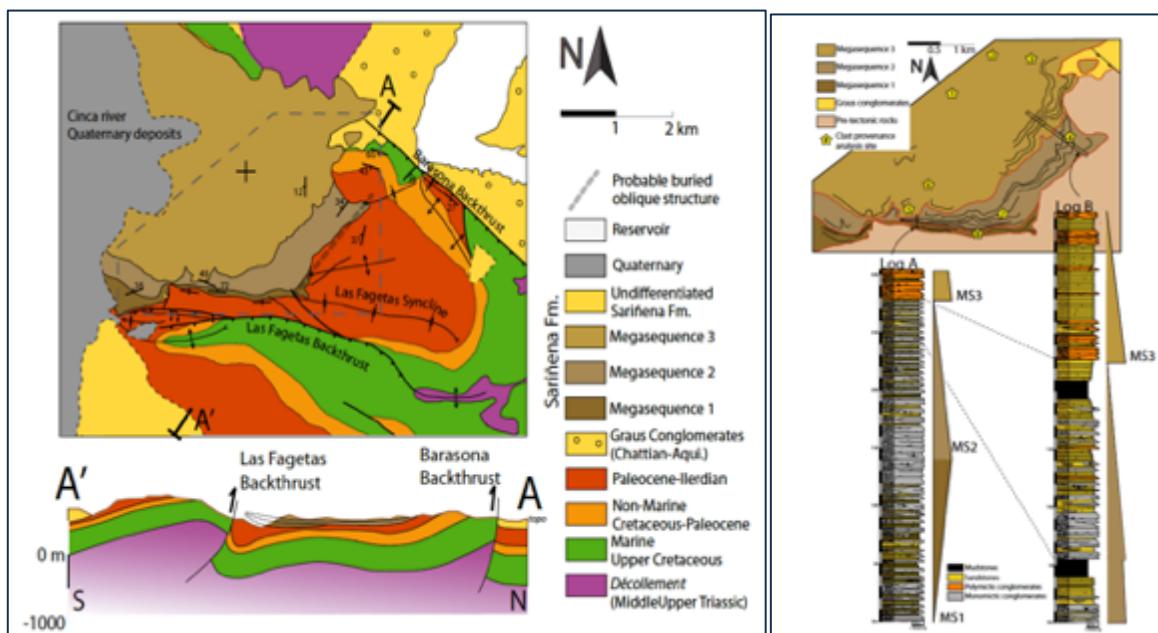
Discordancia de Olvena en la carretera de Barbastro a Graus. (Foto P.Cámara)

En la carretera de Barbastro a Graus parada en aparcadero para observar esta espectacular discordancia progresiva de los conglomerados oligocenos sobre los carbonatos eocenos y cretácicos fuertemente plegados.

En el afloramiento visitado, sobre las calizas de Alveolinas del Ilerdiense, se superponen discordante y angularmente varias secuencias de conglomerados y areniscas de abanicos aluviales formando un abanico de capas (growth strata) de edad Oligoceno superior-mioceno. Sobre las calizas del Paleoceno-Ilerdiense, se depositan discordantemente series continentales del Oligoceno que en esta zona están representados por los conglomerados de Graus equivalentes de la formación Sariñena depositada mas al Sur.

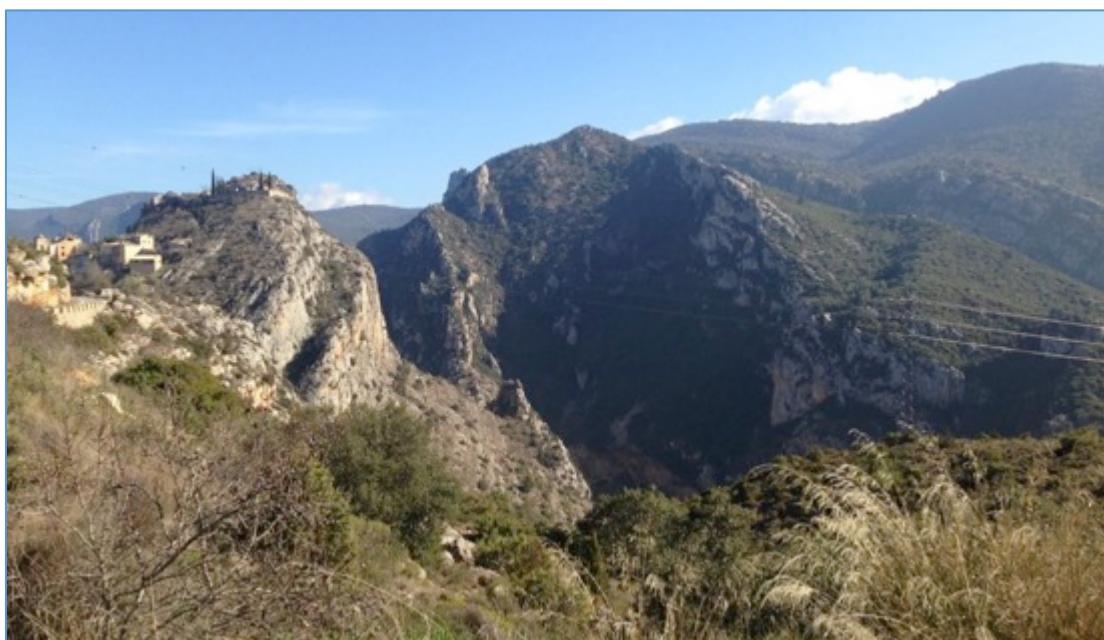


Paleogeografía del abanico aluvial de Huesca (Hf) del Oligo-Mioceno (Santolaria, Luzón, Casas, & Soto, 2015). Modificado de (Luzón, 2005)



Mapa geológico del área de Ólvena con las mega secuencias Oligoceno-Miocenas diferenciadas. Modificado de ([Santolaria et al., 2015](#))

En el área de Ólvena se localizan varias láminas cabalgantes frontales y oblicuas, que son la prolongación hacia el Oeste de las laminas cabalgantes de las Sierras Marginales. Entre los retro cabalgamientos de Barasona y el de las Fagetas, se produce una estructuración sinformal rellenada por abanicos aluviales cuya estratigrafía refleja el movimiento de dichos cabalgamientos. En la configuración estructural del área ha influido notablemente también la tectónica halocinética del diapiro de Juseu, situado inmediatamente al Este de esta zona.



Pueblo de Olvena

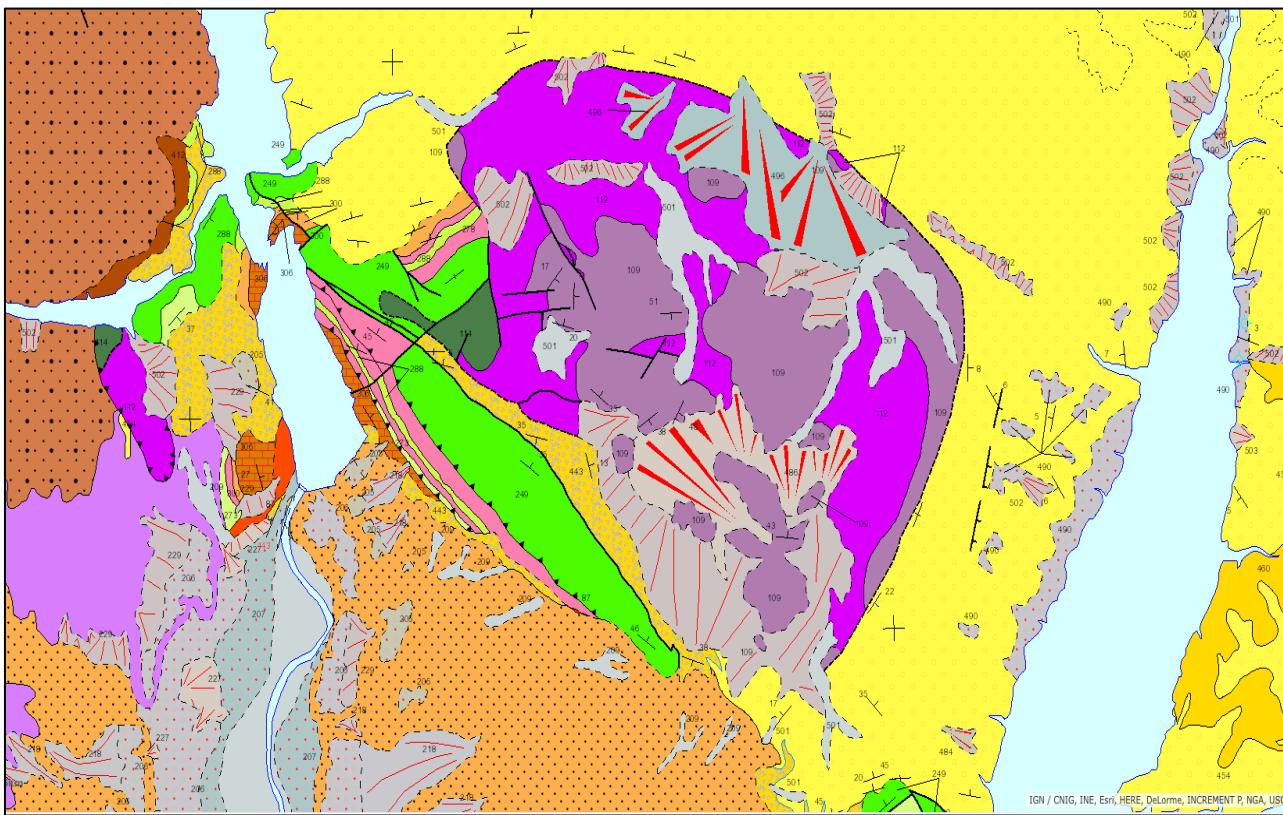
Parada 7: Diapiro de Secastilla y Tozal Gordo

Despues de entrar en el nucleo del diapiro de Secastilla donde afloran parcialmente materiales arcillosos y yesiferos del Keuper, ascenderemos caminando al Tozal Gordo situado en el flanco sur del diapiro. (45 min.)

Desde este monte se obtienen muy buenas vistas sobre el Pirineo. Se presentarán algunas secciones sísmicas y se resumirán y sintetizarán las observaciones realizadas durante la jornada.



Vista aérea de Google Earth del diapiro de Secastilla



Cartografía continua geológica del diapiro de Secastilla (La Puebla de Castro). IGM (Leyenda similar a la de los de Estada y Estadilla)

Regreso a Barbastro.

Cena : Restaurante Pirineos

Jueves 10 de Mayo.

Parada 8: Anticlinal de Mediano

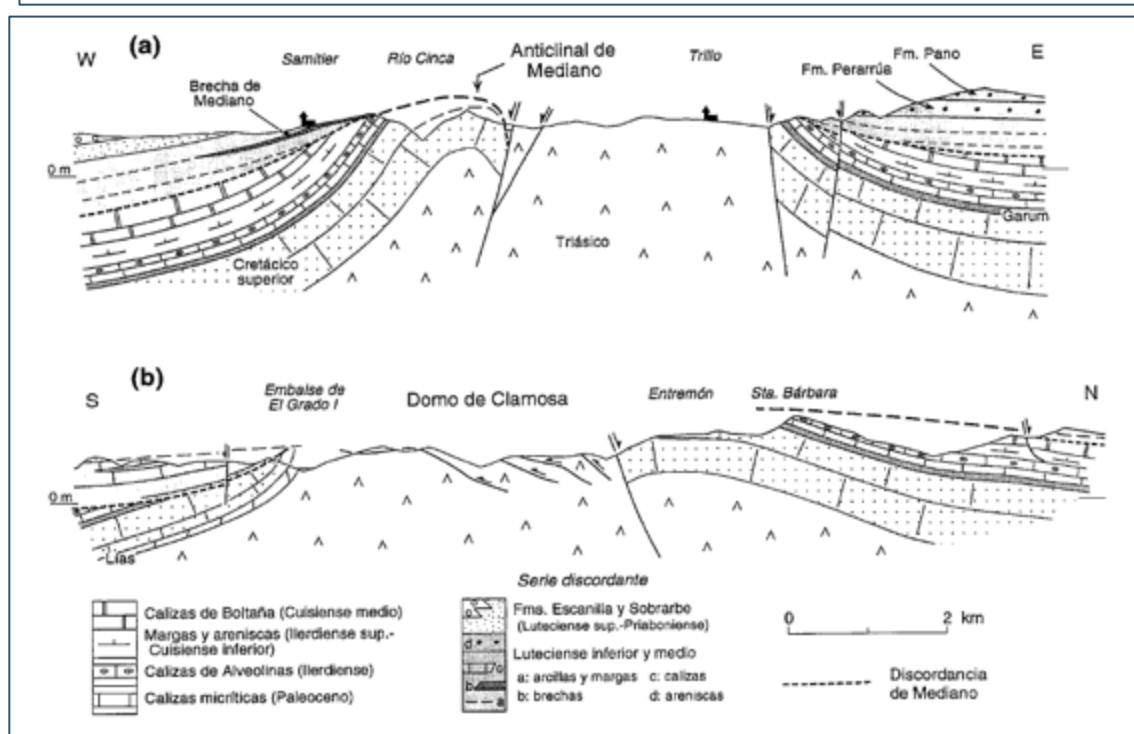
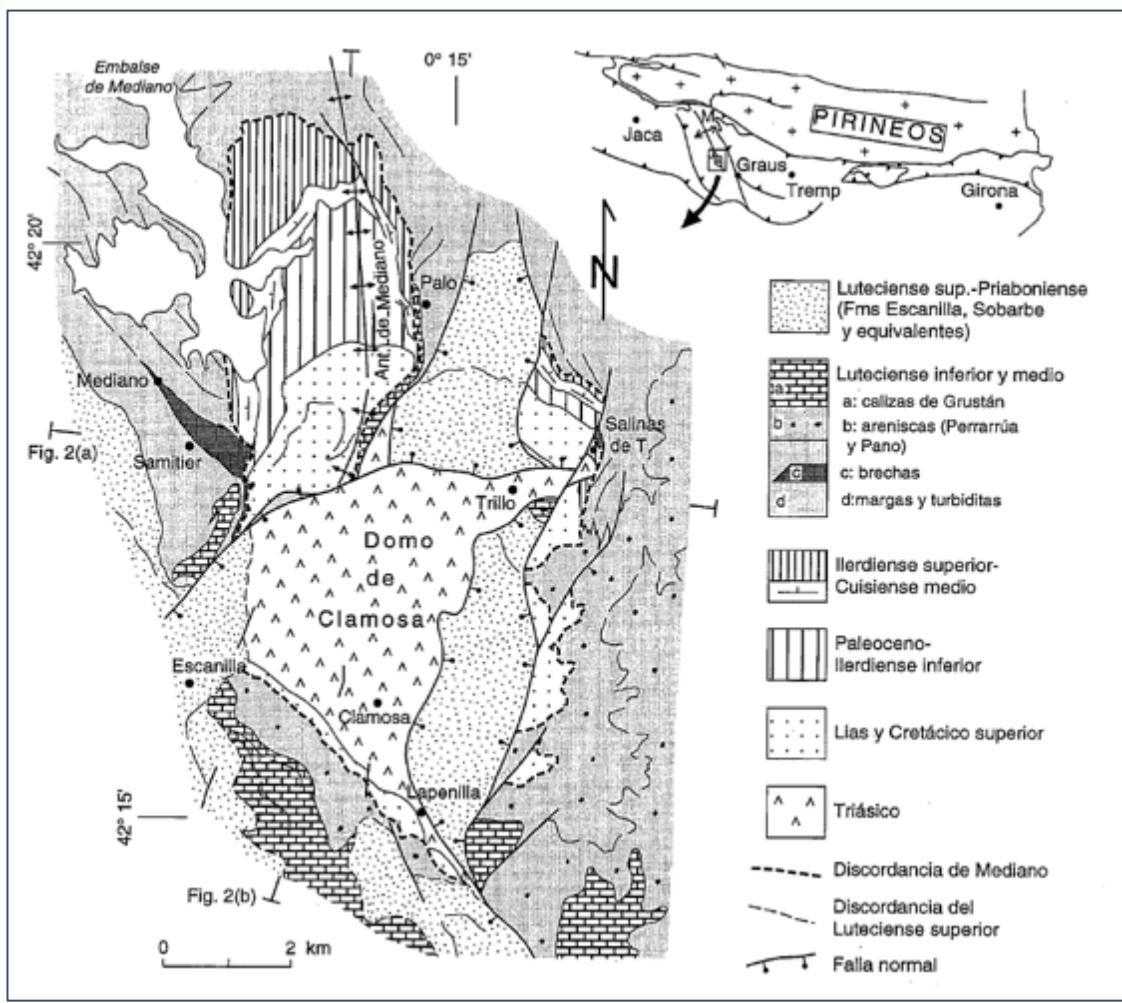
Desde el pueblo de Samitier se inicia un itinerario a pie de 45 minutos de subida, con un desnivel de 200 metros hasta la ermita románica del siglo XI de San Emeterio y San Celedonio. El camino es ancho y sin peligro alguno. Desde la ermita hay una vista de pájaro de la cuenca de Aínsa, desde donde se discutirán y explicarán algunas de las estructuras de esta zona.



Vista panorámica desde la ermita de San Emeterio y Celedonio de la cuenca de Ainsa con las principales estructuras del área. (Foto P.Cámara)

El anticlinal de Mediano es la expresión superficial de una lámina cabalgante de dirección N-S que se ubica entre la Unidad del Peña Montañesa-Montsec y las rampas laterales de Boltaña o su prolongación hacia el sur de las sierras de Rufas o Balzes.

El anticlinal de Mediano tiene una dirección N-S, una longitud de 20 km, y en las imágenes de subsuelo no se aprecia ninguna vergencia, siendo bastante simétrico (ver perfiles sísmicos). En algunas zonas presenta una vergencia hacia el Este si bien la presencia del cercano diapiro de Camosa puede influir en su geometría final. No está asociado a ningún cabalgamiento importante y su núcleo esta formado por un aumento de espesor de las evaporíticas del Keuper, pudiendo tener imbricaciones internas, aunque al estar relacionado con el diapiro de Clamosa, los movimientos halocinéticos han podido condicionar su estructura compresiva final, con un nivel de despegue en el Keuper. El bloque inferior de esta estructura puede relacionarse con el dominio autóctono del Valle del Ebro, ya que esta zona, junto con la Unidad Surpirenaica Central, presenta la mayor translación hacia el S.



Mapa geológico simplificado del anticlinal de Mediano y cortes geológicos. ([Teixell & Barnolas, 1995](#))

Parada 9: Visita y cata de vinos Bodegas Lalanne.



Bodegas Lalanne, de origen francés, fue fundada en Burdeos (Francia) en el año 1842 por D. Francisco Lalanne Merlet y su esposa Dña. Juana Felicia Lataste, Baronesa de Bouchardeau.

La familia se trasladó a España en el año 1894, debido a la filoxera que estaba asolando los viñedos de la mayor parte de Europa. Cuando llegaron a Barbastro (Huesca), y en concreto a la Finca San Marcos, se "enamoraron" de esta tierra tan especial, y compraron la Finca San Marcos, que a partir de entonces comenzó a llamarse "Torre del Americano", en honor a la procedencia de los famosos pies o portainjertos que Lalanne trajo de ese continente. Fue aquí donde se hicieron las primeras plantaciones de viñedos de alta calidad traídos de Burdeos, como Cabernet Sauvignon, Merlot, Syrah, Pinot Noir, Chardonnay,... Todos sobre pie americano con el fin de evitar para siempre la filoxera.

Hoy en día estas variedades se han adaptado perfectamente al clima y la tierra del Somontano, y se cultivan junto con las tradicionales Tempranillo y Macabeo. Seis generaciones de descendientes españoles de los fundadores de la casa, constituyen suficiente entidad para consolidar la tradición de estas bodegas; permanecer tantos años elaborando vinos de calidad es el mayor prestigio de la bodega.

Comida en Alquézar.

Restaurante Casa Gervasio



Discordancia de los conglomerados del Oligoceno-Mioceno sobre las calizas de Guara
(Foto P. Cámara)

Regreso a Madrid

Los vinos del Somontano

El Somontano es un vino de España con denominación de origen, producido en la provincia de Huesca. El área de cultivo del Somontano se asienta en la comarca del mismo nombre, que tiene como centro la localidad de Barbastro. Zona verde y abrupta, en la cual la vid se cultiva en las terrazas de los valles que desembocan en el límite norte de la depresión del Ebro.

Somontano significa al pie del monte y define perfectamente el área geográfica donde se asienta esta denominación de origen, ya que se trata de una zona de transición entre el valle del río Ebro y los Pirineos, también conocida como pre-pirineo.

El suelo contiene areniscas y arcillas, así como calizas y materiales aluviales que proporcionan suelos fecundos para el cultivo de viñedos. La zona presenta buen drenaje, oscilando su altitud entre los 350 metros y los 650 metros. El clima, continental, está suavizado por el abrigo que suponen las sierra Exteriores del pirineo frente a los fríos vientos del norte. Aun así, son frecuentes las heladas en invierno así como temperaturas extremas en verano. Las diferencias térmicas entre el día y la noche son también muy acusadas. La pluviometría media es de 500 mm.



Mapa del área de Somontano y Bodegas principales

Según documentos de la época, en el año 500 a.c. ya se cultivaba la vid en el Valle del Ebro y en el siglo II a. c. ya existía una importante producción de vino en esta zona. Un factor que influyó en el desarrollo del cultivo de la vid y su comercio fue el asentamiento de los romanos en el Somontano. Estos importaron sus avanzadas técnicas vitivinícolas contribuyendo también a la creación de las compañías de comercio.

En la edad media, el cultivo del viñedo se extiende a toda la provincia de Huesca. En esta época los monasterios son un factor influyente en el desarrollo del viñedo y provocan un fuerte aumento de plantación de cepas en sus proximidades: el vino, por ser parte de los rituales católicos, es un producto esencial. En el siglo XIX, el ataque de la filoxera en el viñedo francés provocó el incremento de la producción y ventas vinícolas de la comarca, un aumento de las exportaciones y que, durante ese siglo, la producción de vino en huesca se fuera ciñendo cada vez más al Somontano gracias a la especialización de la zona en la producción y a la buena calidad de sus vinos. En el siglo XX, concretamente en los años 60, el nacimiento de la cooperativa comarcal Somontano del Sobrarbe que aglutinaba a gran parte de los viticultores de la zona, supone la apuesta de la zona por la viticultura de calidad como motor de la economía y los primeros pasos del nacimiento de la denominación de origen Somontano que sería aprobada en 1984. A partir de ese momento, y especialmente a partir de los años 90, la llegada a Somontano de grandes proyectos empresariales con fuertes inversiones coloca a los vinos del Somontano entre los mejores de todo el país.

Actualmente el histórico complejo de San Julián y Santa Lucía de Barbastro acoge todas las instalaciones relacionadas con la denominación de origen Somontano. El edificio que durante siglos fue hospital, se ha convertido en sede del consejo regulador, tienda del vino, restaurante, espacio del vino y oficina de turismo.



Complejo de San Julian y Santa Lucía

<http://dosomontano.com>



Bodegas comerciales del Somontano principales

Existen más de treinta empresas vitivinícolas que transforman las quince variedades de uvas locales y foráneas procedentes de más de cuatro mil hectáreas de plantación en excelentes vinos. El tejido empresarial de las bodegas ha destinado fuertes inversiones a viñedos, instalaciones y recursos humanos lo que a su vez ha contribuido notablemente a revitalizar el territorio, generar empleo, asentar población, mejorar la calidad de vida, convertir esta zona vitivinícola en una de las más prestigiosas del país y promocionar la riqueza natural, histórica y cultural del somontano a través de la vinculación de sus vinos con el territorio del que nacen.



GEWÜRZTRAMINER
De abanico aromático amplio y exuberante, Gewürztraminer produce vinos de inconfundible personalidad y con una excelente evolución en botella.



MACABEO
Vinos blancos secos y afrutados promete la uva Macabeo, variedad tradicional en los vinos que se producen en esta Denominación de Origen.



ALCAÑÓN
Tiene un color y un cuerpo que dan a los vinos ese toque meloromántico en función del tiempo de fermentación. Produce un vino de delicado aroma y color amarillo pálido pajizo con tonos verdes.



RIESLING
Uva blanca originaria de Europa Central que expresa con claridad el -terroir- del que procede sin perder su propia identidad. Da lugar a vinos afrutados, frescos y florales con una marcada acidez.



SAUVIGNON BLANC
Variedad blanca de fruto pequeño y color dorado, base de excelentes vinos blancos con aromas que evocan a miel, bizcocho, espárragos o pomelo rosado. En boca destacan por su notable acidez y gran personalidad.



GARNACHA BLANCA
Da lugar a vinos en los que la fruta y la frescura en nariz y boca son predominantes. Sus notas de color con diferentes matices de tonos amarillos da paso a aromas de fruta madura y a sabores suaves y cálidos sumamente originales.



CABERNET-SAUVIGNON
Cabernet-Sauvignon es el sinónimo de los vinos con clase. Su profundo color y alto contenido en taninos le reservan excepcionales condiciones para la crianza.



MERLOT
Uva versátil de la que se obtienen tintos de consumo rápido con predominio de notas florales y afrutadas y vinos que alcanzan su madurez tras una prolongada crianza.



TEMPRANILLO
Baya de un negro intenso define esta variedad que produce vinos con delicados aromas frutales.



SYRAH
Los vinos son suntuosos, vigorosos, potentes, con cuerpo, de textura sedosa. Tienen aromas muy agradables a violeta, coco, higos, carne de caza, mina de lápiz, trufa, especias o menta.



GARNACHA TINTA
De origen mediterráneo, la Garnacha es una variedad exquisita para la elaboración de vinos que muestran un suave paladar afrutado.



MORISTEL
Variedad autóctona de la zona que aporta a los vinos del Somontano el carácter, la personalidad y el tipismo que debe caracterizar a una Denominación de Origen.



PINOT NOIR
Variedad elegante, los mejores vinos de Pinot nacen de uvas procedentes de terrenos calcáreos o arcilloso-calcáreos que crecen, únicamente, bajo climas templados.



PARRALETA
Sus vinos son de notable color, buena acidez y personalidad aromática.



CHARDONNAY
Ofrece vinos elegantes de aromas inconfundibles. Es la uva blanca reina de esta Denominación y su expresividad aromática se ve plasmada en muchos de los vinos blancos del Somontano.

Lista sucinta de Referencias

- Barnolas, A., and Gil-Peña, I., 2001, Ejemplos de relleno sedimentario multiepisódico en una cuenca de antepaís fragmentada: La Cuenca Surpirenaica: Boletín Geológico y Minero, v. 112, no. 3, p. 17-38.
- Cámara, P., & Flinch, J. F. (2017). The Southern Pyrenees: A Salt-Based Fold-and-Thrust Belt. In J. I. Soto, J. F. Flinch, & G. Tari (Eds.), *Permo-Triassic Salt Provinces of Europe, North Africa and the Atlantic Margins. Tectonics and Hydrocarbon Potential* (pp. 395-413): elsevier.
- Cámara, P., & Klimowitz, J. (1985). Interpretación geodinámica de la vertiente centro-occidental surpirenaica (cuencas de Jaca-Trem). *Estudios geológicos*, 41(5-6), 391-404.
- Canudo, J.I. (2004), Icnitas de mamíferos en la Formación Peraltilla (Transito Eoceno sup.-Oligoceno inf., Paleógeno) en Abiego (Huesca). Yacimiento de Fondota, Inf. Interno Dir.Gral. del Patrimonio del Gobierno de Aragón, 27 pp.
- Choukroune, P. (1992). Tectonic evolution of the Pyrenees. *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.*, 20, 143-158.
- ECORS, Pyrenean Team, 1988, The ECORS deep reflection seismic survey across the Pyrenees: *Nature*, v. 331, p. 508-510.
- García-Senz, J., & Zamorano, M. (1992). Evolución tectónica y sedimentaria durante el Priaboniense superior- Mioceno inferior, en el frente de cabalgamiento de las Sierras Marginales occidentales. *Acta Geológica Hispánica*, 27(1-2), 195-209.
- Garrido Mejías, A., and Rios, L. M., 1972, Síntesis geológica del Secundario y Terciario entre los ríos Cinca y Segre (Pirineo Central de la vertiente s sur pirenaica, provincias de Huesca y Lérida): Boletín Geológico y Minero, v. 83, no. 1, p. 1-47.
- Gil, J. A., & Jurado, M. J. (1998). Geological interpretation and numerical modelling of salt movement in the Barbastro-Balaguer anticline, southern Pyrenees. *Tectonophysics*, 293, 141-155.
- Le Pichon, X., Bonnin, J., & Sibuet, J. C. (1970). La faille nord-pyrénéenne: faille transformante liée à l'ouverture du Golfe de Gascogne. *C. R. Acad. Sc. Paris, Serie D: Sciences Naturelles* 271(22), 1941-1944.
- Luzón, A. (2005). Oligocene–Miocene alluvial sedimentation in the northern Ebro Basin, NE Spain: Tectonic control and palaeogeographical evolution. *Sedimentary Geology*, 177(1), 19-39.
- Martínez-Peña, M. B., and Pocoví, A., 1998, El amortiguamiento frontal de la estructura de la cobertura surpirenaica y su relación con el anticlinal de Barbastro-Balaguer: *Acta Geológica Hispánica*, v. 23, no. 2, p. 81-94.

Millán, H., Pocoví, A., and Casas, A., 1995, El frente de cabalgamiento surpirenaico en el extremo occidental de las Sierras Exteriores: Rev.Soc.Geol.España, v. 8, no. 1-2, p. 73-90.

Mochales, T., Pueyo, E. L., Casas, A., and Barnolas, A., 2010, Kinematic approach by means of AMS study in the Boltaña anticline (southern Pyrenees): Trabajos de Geología Univ. Oviedo, v. 30, p. 87-95.

Muñoz, J. A., 1992, Evolution of a continental collision belt: ECORS-Pyrenees crustal balanced section, in McClay, K. R., ed., Thrust Tectonics: London, Chapman and Hall, p. 235-246.

Muñoz, J. A., Beamud, B., Fernández, O., Arbués, P., Dinarés-Turell, J., and Poblet, J., 2013, The Ainsa Fold and thrust oblique zone of the central Pyrenees: Kinematics of a curved contractional system from paleomagnetic and structural data: Tectonics, v. 32, p. 1142-1175.

Nijman, W., 1989, Thrust sheet rotation? - The south Pyrenean Tertiary basin configuration reconsidered: Geodinamica Acta, v. 3, no. 2, p. 17-42.

Olivet, J. L. (1996). La cinématique de la Plaque Ibérique. *Bull.Cent.Rech.Expor.Prod. Elf-Aquit.*, 20(1), 131-195.

Oliva-Urcia, B., Casas, A., Pueyo, E. L., and Pocoví, A., 2012, Structural and paleomagnetic evidence for non-rotational kinematics of the South Pyrenean Frontal Thrust at the western termination of the External Sierras (southwestern central Pyrenees): Geologica Acta, v. 10, no. 2, p. 125-144.

Pocoví, A., 1979, Deformaciones de la cobertura despegada influidas por accidentes de zócalo en las Sierras Marginales Catalanas (Prepirineo Meridional): Acta Geológica Hispánica, v. 14, p. 143-148.

Puigdefábregas, C. (1975). La sedimentación molásica en la cuenca de Jaca. *Pirineos*, 104, 1-188.

Riba, O., 1973, Las discordancias sintectónicas del Alto Cardener (Prepirineo catalán), ensayo de interpretación evolutiva: Acta Geológica Hispánica, v. 8, no. 3, p. 90-99.

Roest, W. R., & Srivastava, S. P. (1991). Kinematics of the plate boundaries between Eurasia, Iberia, and Africa in the North Atlantic from the Late Cretaceous to the present. *Geology*, 19, 613-616.

Santolaria, P., Casas-Sainz, A., Soto, R., & Casas, A. (2016). Gravity modelling to assess salt tectonics in the western end of the South Pyrenean Central Unit. *Journal of the Geological Society*. doi:doi.org/10.1144/jgs2016-027

Santolaria, P., Luzón, A., Casas, A., & Soto, R. (2015). Coupling far and near tectonic signals in syn-orogenic sediments: the Olvena growth strata (Sierras Marginales, southern Pyrenees). *Geológica Acta*, 13(4), 297-308.

Soler, M., and Garrido Mejías, A., 1970, La terminación occidental del Manto del Cotiella: Pirineos, v. 98, p. 5-12.

Teixell, A., & Barnolas, A. (1995). Significado de la discordancia de Mediano en relación con las estructuras adyacentes (Eoceno, Pirineo Central). *Geogaceta*, 18, 34-37.

Teixell, A., and García Sansegundo, J., 1995, Estructura del sector central de la Cuenca de Jaca: Rev.Soc.Geol.España, v. 8, no. 3, p. 215-228.

Vergés, J., and Muñoz, J. A., 1990, Thrust sequences in the southern central Pyrenees: Bull. Soc. Géol. France, v. 8, no. 2, p. 265-271.

Vissers, R. L., and Meijer, P., 2012, Mesozoic rotation of Iberia: Subduction in the Pyrenees?: Earth Science Reviews, v. 110, p. 93-110.

Williams, G. D., 1985, Thrust tectonics in the south central Pyrenees: Journal of Structural Geology, v. 7, no. 1, p. 11-17.

