

## Panorámicas para un corte de la vertiente surpirenaica en la zona de estructuras oblicuas de Aínsa – Valle del Cinca

A. Barnolas, A. Belmonte, P. Calvín, A. Casas, C. García-Lasanta, E. Izquierdo, M.A. Luzón, M.B. Martínez-Peña, H. Millán, T. Mochales, B. Oliva, A. Pocovi<sup>1</sup>, Ó. Pueyo, E.L. Pueyo, A. Rodríguez-Pintó, T. Román, P. Santolaria, R. Soto

<sup>1</sup>[Coordinador] Dpto. CC. de la Tierra y Grupo Geotransfer. Univ. Zaragoza [apocovi@unizar.es](mailto:apocovi@unizar.es)

### Introducción

En la vertiente meridional de los Pirineos, la franja comprendida entre las latitudes 0°9'30"O y 0°26'30"E, que tiene su eje en torno al valle del río Cinca, tiene caracteres peculiares en su estructura: la dirección de los pliegues y cabalgamientos se aparta de la dirección pirenaica dominante. Esta peculiaridad está íntimamente ligada a la proximidad del límite occidental de la unidad surpirenaica central (Fig. 1). Su desarrollo ha dado lugar a una evolución compleja de los ambientes sedimentarios del Cenozoico [1] que queda muy bien expuesta en los afloramientos de las vertientes de las incisiones fluviales transversales. A modo de documentación básica para introducirse en el conocimiento de la zona hay que mencionar el trabajo de enfoque pluridisciplinar de Muñoz *et al.* [2].

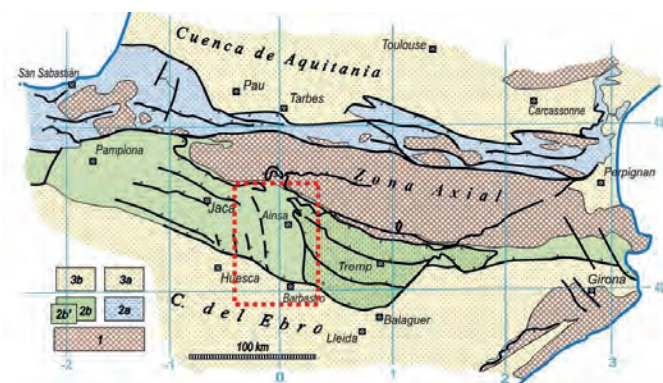


Figura 1.- Localización de la “zona de estructuras oblicuas de Aínsa” en la Cadena Pirenaica.

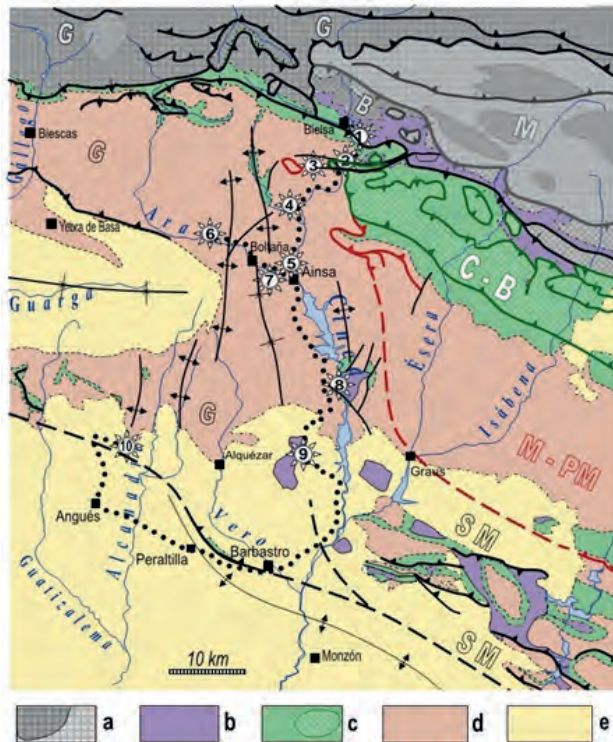
Leyenda: 1) Paleozoico. 2a) Mesozoico y Cenozoico norte-pirenaicos. 2b) Mesozoico y Cenozoico surpirenaicos. 2b') Unidad surpirenaica central (USPC o láminas superiores). 3a y 3b) Cuencas de Aquitania y del Ebro.

Es fácil introducirse en los temas estructurales a partir de las guías del Parque Nacional de Ordesa y Monte Perdido [3, 4] y las hojas 146, 147, 178, 179, 211, 212, 249, 250, 287 y 288 del mapa de España E 1:50000, y para los aspectos generales de la estructura de la cadena se debe atender a los cortes geológicos generales localizados a ambos lados de esta zona oblicua [5, 6, 7, 8], el mapa de síntesis 1:400.000 (IGME-BRGM) y las tesis y trabajos de los firmantes de esta contribución.

## ITINERARIO GEOLÓGICO Y PARADAS

El itinerario y las paradas que se proponen en esta excursión (Fig. 2, kmz) se han elegido con el criterio de ofrecer una introducción a las estructuras oblicuas. Sin lugar a dudas estamos muy lejos del óptimo, tanto en el número como en la representatividad de las panorámicas, pero los interesados podrán desarrollar sin dificultad cada aspecto de la excursión con la documentación mencionada o con el apoyo del Centro de Interpretación del Geoparque Mundial de la UNESCO Sobrarbe-Pirineos ([www.geoparquepirineos.com](http://www.geoparquepirineos.com)).

Figura 2.- Localización de las paradas sobre mapa geológico. Leyenda: a) Paleozoico de las láminas de la Zona Axial. b) Pérmico y Triásico. c) Jurásico y Cretácico. d) Paleógeno predominantemente marino. e) Terciario continental. G) Lámina de Gavarnie. M) Lámina de Millares. B) Lámina de Bielsa. C-B) Sistema Cotiella-Boixols. M-PM) Sistema Montsec – Peña Montañesa. S-M) Sistema Sierras Marginales.



### **Parada 1: Bielsa. Contacto con la Zona Axial**

*Localización:* Pk 79,4 de la A-138 (42°37'43.0"N, 0°13'27.4"E).

*Descripción:* Están a la vista, por una parte, el granito de Bielsa (vista al NO) como componente de la estructura hercínica integrada en las láminas alpinas y, por otra, una imbricación de láminas retrovergentes en el tegumento triásico (vista hacia el Sur, orilla izquierda del Cinca) y la serie de cobertera cretácica y terciaria (Fig. 3). El contacto de la cobertera mesozoico-terciaria con el sustrato hercínico puede observarse inmediatamente al NO del centro urbano de Bielsa, en las curvas de la

carretera HU-V-6402 que sube a Javierre y al valle de Pineta. En este afloramiento las areniscas rojas de facies *Buntsandstein*, discordantes sobre el granito de Bielsa, buzan unos 40° al Sur. El granito es intrusivo en cuarcitas y cuarzopelitas cambro-ordovícicas que afloran al norte. Éste y la fina cobertera de Triásico y Cretácico que aflora al sur y al este constituyen la mayor parte de la lámina de Bielsa.

La compresión terciaria pirenaica empujó el cuerpo granítico hacia el Sur dentro de la lámina cabalgante de Bielsa. La geometría post-paleozoica de dicha lámina se reconstruye a partir de la mencionada cobertera, y se define como un monoclinal con un flanco norte subhorizontal y un flanco sur con buzamiento de unos 30° hacia el Sur, conformando un pliegue de adaptación (*fault-bend fold*) a gran escala. La deformación terciaria de la lámina de Bielsa incluye: (i) pliegues asimétricos de dirección E-O de la cobertera triásica con longitudes de onda en torno a 1 km, que conllevan el basculamiento de la discordancia triásica en los flancos traseros, y fallas verticales en el granito en relación con los flancos delanteros, lo que implica rotaciones de bloques en torno a ejes horizontales; y (ii) fracturación penetrativa en el granito, coherente con una compresión de dirección NNE-SSO a ENE-OSO, compatible con el plegamiento y cabalgamiento a escala regional.

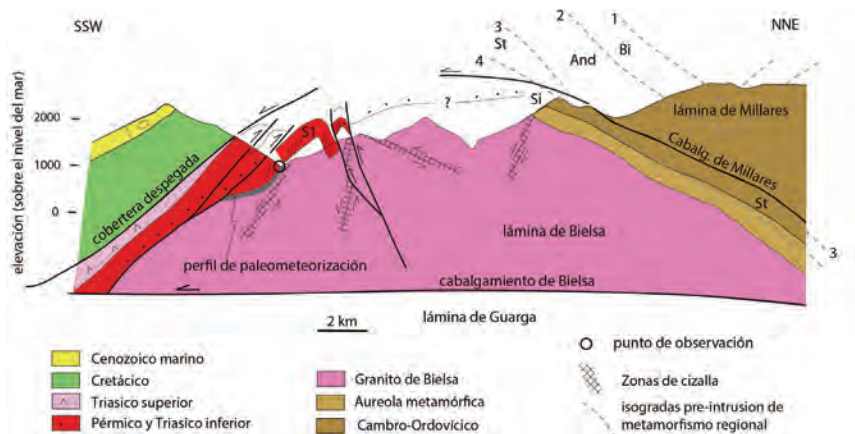


Figura 3.- Corte geológico de la lámina de Bielsa, pasando por el afloramiento en el que se observan las areniscas del Permotriás en discordancia sobre el granito de Bielsa.

La subida a Chisagiés da una buena panorámica para las relaciones de contacto entre el granito de Bielsa y el tegumento del Permotriás, así como del tipo de deformación que afecta a ambos. Además, en el entorno del valle de Pineta, está la ventana tectónica de La Larri donde se constata (como en Gavarnie) que el sustrato paleozoico que forma parte del bloque superior del “manto de Gavarnie” cabalga ampliamente sobre el tegumento del Triásico y Cretácico solidario de la unidad de Bielsa, en el bloque inferior del mismo cabalgamiento.

## **Parada 2: Fallas de San Marcial y Tella**

**Localización:** Área de descanso del pk 71,8 de la A-138 (42°34'55.2"N, 0°12'25.2"E).

**Descripción:** En el entorno de Salinas el valle se ensancha significativamente aunque seguimos rodeados de relieves elevados. Estamos entre las fallas de Tella y de San Marcial, en la fosa tectónica que afecta a la vez a las estructuras del manto de Gavarnie y a las láminas superiores (aquí, lámina de Cotiella). El carácter distensivo y tardío de estas fallas se atribuye a la distensión que se produce en el arco externo de la curva norte de la “zona oblicua de pliegues y cabalgamientos de Aínsa”, conforme progresa la curvatura de los ejes de las estructuras [2]. El cabalgamiento de Cotiella queda por debajo del nivel de la carretera y del río (660 m), mientras que a norte y sur de estas fallas queda por encima de 1500 m (*klippe* de Pequeras, al este de Salinas) y 1000 m (ladera de Punta Llerga, al este de Tella). En todo caso, los indicios de afloramientos de materiales triásicos y manantiales salinos (Salinas de Sin) en el fondo del valle nos indican que la base de la lámina de Cotiella puede estar ya muy próxima a la superficie topográfica (Fig. 4).

Se trata de estructuras considerablemente tardías en relación con la rotación de las estructuras de la zona oblicua, cuya cronología está muy acotada por las magnitudes de giro de eje vertical determinado por métodos paleomagnéticos en distintos niveles estratigráficos de los depósitos sintectónicos [2 y sus referencias].

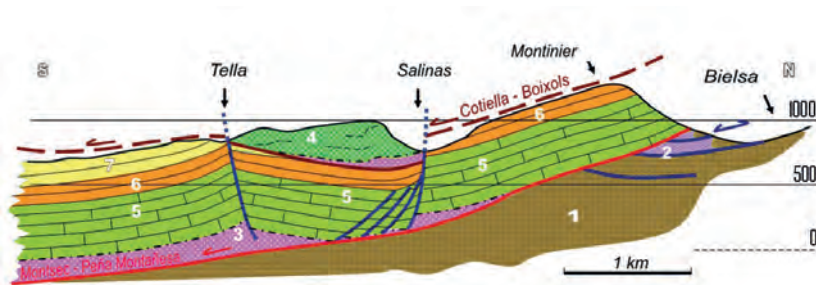


Figura 4.- Corte de Tella a Bielsa cruzando las fallas de Tella y San Marcial (Salinas). 1) Substrato hercínico. 2) Trías Inferior sobre la unidad de Bielsa. 3) Trías Superior-Medio. 4) Cretácico Superior de Cotiella. 5) Cretácico Superior de Gavarnie. 6) Paleoceno - Eoceno inferior. 7) Ypresiense.

## **Parada 3: Panorámicas de Tella: La USPC desde el oeste.**

**Localización:** Cerro del repetidor de Tella (42°34'23.7"N, 0°11'04.1"E). Hay que desviarse de la A-138 en el pk 64 y recorrer unos 6 km de carretera de montaña; dejar el coche junto al Museo del Oso y caminar unos 200 m.

*Descripción:* La vertiente izquierda del Cinca da la mejor panorámica del extremo occidental de la Unidad Surpirenaica Central que se puede observar desde el suelo. Por el E y SE se levanta la mole de calizas santonienses de Punta Llerga, con un gran sinclinal tumbado, vergente al Sur. Le sigue el anticlinal de Vaquerizal. Ambos elementos pertenecen a la lámina de Cotiella. A continuación, hacia el sur, está Peña Montañesa (Fig. 5).

Al este, se destaca el relieve escarpado del Castillo Mayor. Se trata de una *klippe* de la lámina de Montsec-Peña Montañesa. El sinclinal laxo de dirección NE-SO, coincidente con la de los pliegues y cabalgamientos del sistema de Monte Perdido, que se aprecia especialmente en vista desde el SE, probablemente es una estructura post emplazamiento, adquirida junto con la del bloque inferior.

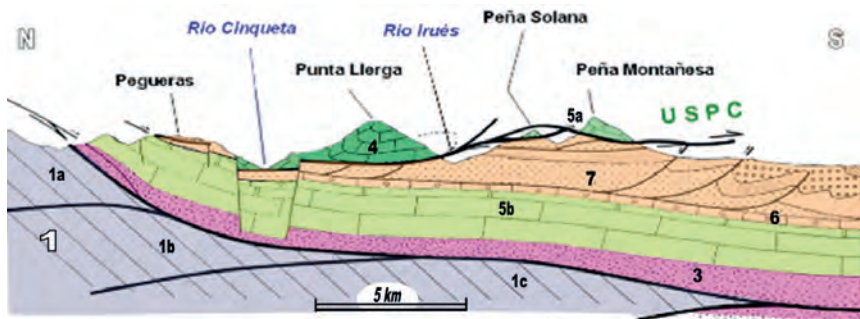


Figura 5.- Corte geológico de la panorámica de Tella. Orientación original alterada para facilitar la comparación con la panorámica. 1) Substrato hercínico: 1a) Unidad de Bielsa. 1b) Unidad de Guara – Gèdre. 1c) Unidad del Guarga. 3) Triásico Medio y Superior. 4) Cretácico Superior de Cotiella. 5a) Cretácico Superior y Paleoceno de Peña Montañesa. 5b) Cretácico Superior de Gavarnie. 6) Paleoceno-Eoceno inferior de Gavarnie. 7) Ypresiense – Luteciense de Gavarnie (y sistema de La Fueva). USPC) Unidad Surpirenaica Central: Punta Llerga pertenece a la lámina de Cotiella-Boixols, mientras Peña Solana y Peña Montañesa forman parte de la lámina de Montsec-Peña Montañesa.

#### **Parada 4: Anticlinal de Añisclo**

*Localización:* Al norte de Escalona (A-138, rotonda del pk 57) se toma la dirección Puyarruego (HU-631) y a los 250 m hay un amplio aparcamiento donde efectuar la parada ( $42^{\circ}30'02.5''N$ ,  $0^{\circ}08'29.0''E$ ).

*Descripción:* Desde este punto se observa el anticlinal de Añisclo (Fig.6). Es una de las grandes estructuras oblicuas del entorno de Aínsa, junto con los anticlinales de Mediano, Boltaña y Balzed. El anticlinal de Añisclo tiene un núcleo de calizas y areniscas calcáreas del Cretácico Superior. Sobre ellas afloran dolomías y calizas del Paleoceno y Eoceno [6]. El cañón está excavado a lo largo del eje del pliegue, con el flanco occidental muy vertical y el oriental más tendido [2].

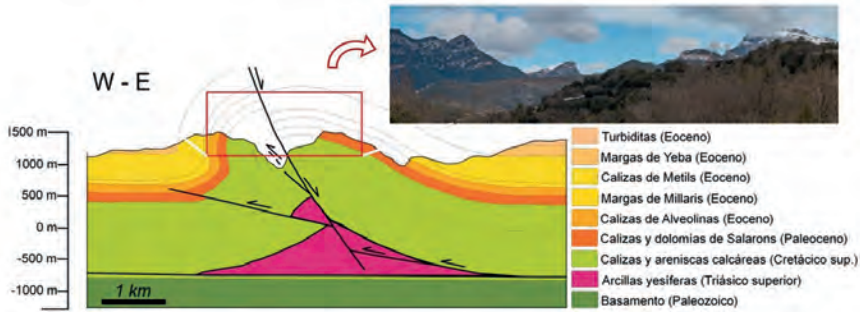


Figura 6.- Anticlinal de Añiscló desde la Parada 4 (adaptado de [8]).

### Parada 5: Anticlinal de Boltaña

**Localización:** Mirador sobre el puente colgante de Jánovas ( $42^{\circ}27'56.5''N$ ,  $0^{\circ}00'06.5''E$ ). Desde Aínsa hay que recorrer unos 14 km por la N-260 cruzando Boltaña y luego la gran *chuse* del anticlinal.

**Descripción:** En el área de Jánovas se observa un complejo patrón cartográfico de abanicos de capas y discordancias sintectónicas (Fig. 7a, b, c). Especialmente el abanico de capas es en parte un *growth strata* ligado al crecimiento del anticlinal.

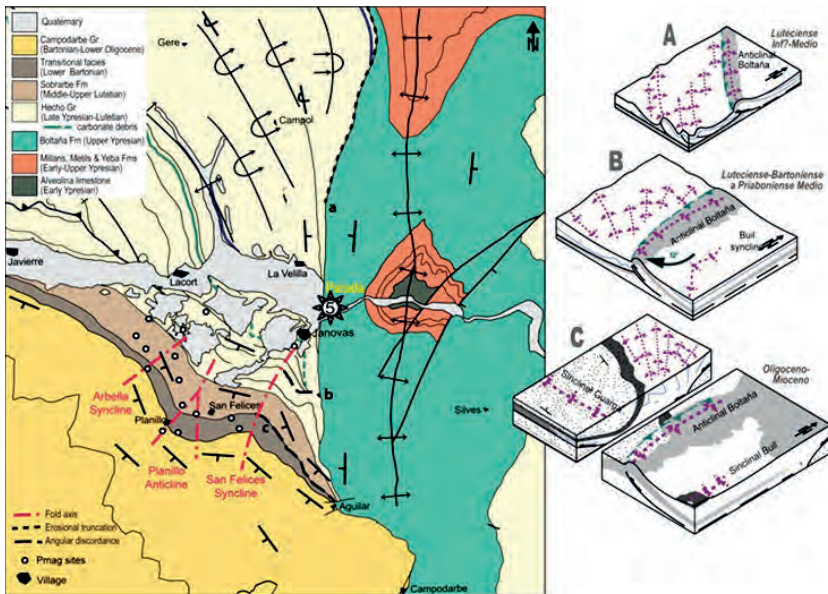


Figura 7.- Anticlinal de Boltaña. Cartografía de la zona de Jánovas con las principales unidades litostrestratigráficas implicadas y el abanico de pliegues de Jánovas: a) Onlap del Gp Hecho sobre Fm Boltaña. b) Abanico de Jánovas con discordancias angulares. c) Discordancia de Campodarbe. Esquemas cinemáticos de la evolución del abanico de pliegues: A) Estadio inicial de plegamiento de Boltaña (Luteciense inferior?-medio). B) Rotación (del límite Luteciense-Bartoniense al Priaboniense Medio). C) Plegamiento no coaxial del sinclinalio del Guara (Oligoceno-Mioceno).

El anticlinal de Boltaña destaca entre las estructuras surpirenaicas debido a su gran extensión cartográfica (25 km), su traza axial muy oblicua a la orientación general pirenaica, suponiendo un límite entre las cuencas de Jaca y Aínsa. Al igual que otras estructuras de dirección oblicua, ha sido rotada de forma sincrónica y/o con posterioridad a su formación. Numerosos datos paleomagnéticos en la zona [2] atestiguan dicha rotación para cuya edad no existe un consenso claro. El sondeo Boltaña 1, localizado en el núcleo del anticlinal, revela la duplicación parcial de su sucesión paleógena debido a un cabalgamiento ciego vergente al Oeste o pliegue de propagación de falla.

La zona de Jánovas presenta una superposición de pliegues, cuya evidencia cartográfica es un abanico de pliegues conformado a partir de la rotación del anticlinal de Boltaña, cuyo extremo se ubicaría en las Casas de Aguilar (Fig. 7, diagramas). Estos eventos serían: A) plegamiento del anticlinal (Luteciense inferior?-medio), B) rotación horaria (45-55°) durante el Luteciense y más intensamente durante el Bartonense-Priabonense o plegamiento y rotación sincrónicos durante el Luteciense-Bartonense, C) basculamiento hacia el Sur del abanico de pliegues debido al cabalgamiento basal del Guara (Rupeliense-Mioceno).

### Parada 6: Panorámicas del esconjuradero de Guaso

*Localización:* Explanada detrás de la iglesia de Guaso (42°24'59.8"N, 0°05'57.8"E).

*Descripción:* Desde este punto se dispone de una de las vistas geológicas más apreciadas del Pirineo meridional. Se cuenta con una panorámica de prácticamente

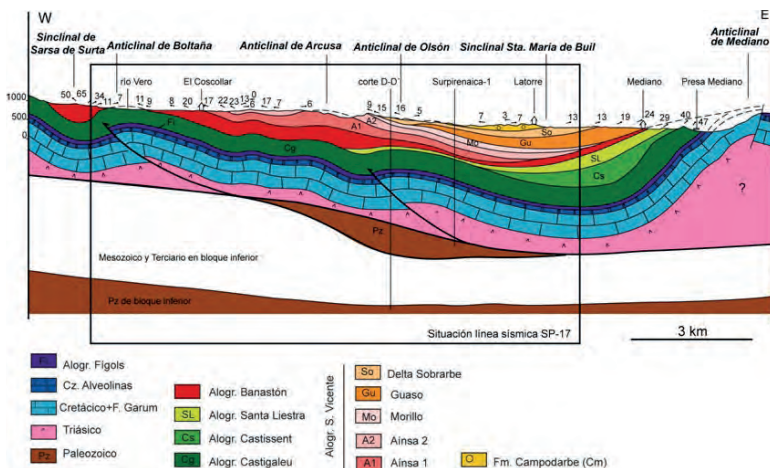


Figura 8.- Corte geológico de la cuenca de Ainsa, de Sarsa de Surta a Mediano.

360° llena de aspectos interesantes: Peña Montañesa, Monte Perdido y anticlinal de Añisclo al Norte; Sinclinal de Santa María de Buil al Sur; Sierra Ferrera, Turbón, anticlinal de Mediano al Este y anticlinal de Boltaña al Oeste. Es un buen punto para desplegar mapas geológicos e identificar los elementos más destacados y los límites entre grandes conjuntos estructurales; entre ellos, la cuenca de Aínsa, limitada por los anticlinales de Mediano y Boltaña (Fig. 8).

Desde Guaso, el elemento estructural de la cuenca de Aínsa que más se destaca es el sinclinal laxo de Santa María de Buil (Fig. 8). Esta sencillez aparente en superficie no se mantiene en profundidad, ya que la sísmica petrolera (*e.g.*, la línea SP-17, sobre la que se sitúa la figura 8) muestra la existencia de un cabalgamiento vergente al Oeste, con un anticlinal de bloque superior aproximadamente paralelo al de Boltaña, cuyo crecimiento se interrumpe por debajo del depósito de la Fm. San Vicente. Es el anticlinal de Olsón y, siguiendo su eje hacia el Sur, el diapiro de Naval (parada 8) emerge entre las molasas oligo-miocenas.

### ***Parada 7: Anticlinal de Mediano***

*Localización:* Subida al Castillo de Samitier (42°18'07.6"N, 0°12'28.4"E).

*Descripción:* El Anticlinal de Mediano es el más oriental de los grandes pliegues N-S de la “zona oblicua de pliegues y cabalgamientos de Aínsa” y se suele considerar que representa el límite este de la cuenca de Aínsa. Se presenta como un pliegue recto con marcada inmersión al Norte, mientras que por el sur está cortado por fallas normales, especialmente una falla de dirección NE-SO, con una traza cartográfica de unos 5 km de longitud, que levanta el bloque SE de modo que en lugar del pliegue aparece el extenso afloramiento de materiales triásicos del domo de Clamosa (Fig. 9).



Figura 9.- El anticlinal de Mediano desde la subida al castillo de Samitier, mirando al Norte.

En la serie estratigráfica que sigue al Triásico Superior están representados Jurásico, Cretácico Superior, facies Garumn y Eoceno inferior, como materiales pre-plegamiento de Mediano y buena parte de la cuenca de Aínsa. En el flanco oeste del anticlinal, parte de la serie eocena forma una discordancia sintectónica que culmina con la discordancia de las calizas de la parte superior del complejo turbidítico de Guaso (Luteciense Inferior) sobre distintos términos de la serie previa (Cretácico, Garumn y los tramos inferiores del Eoceno -caliza- con alveolinas-). Esta discordancia está afectada por el anticlinal en todo su entorno, de modo que es pre-plegamiento de Mediano, por lo que su origen se relaciona con el desarrollo previo del diapiro de Clamosa.



### Parada 8: Diapiro y Salinas de Naval

**Localización:** Parada frente al balneario, al borde de la carretera A-2210 (42°11'15.7"N, 0°09'18.5"E).

**Descripción:** En el entorno de las antiguas salinas, ahora convertidas en balneario-espacio de talasoterapia, pueden apreciarse algunos aspectos del diapiro desde este punto (Fig. 10). El núcleo lo forman materiales evaporitas, limos, margas y calizas de las facies Keuper. Localmente se observan calizas y dolomías de las facies Muschelkalk y materiales jurásicos brechificados al sur y al este del diapiro. El flanco oeste está dominado por escarpes de calizas del Cretácico Superior. Los límites del diapiro son: fallas subverticales por el norte y el oeste; Oligoceno discordantemente por el este, y el Jurásico cabalgando las molasas oligocenas hacia el sur.

Las evaporitas han atravesado la cobertera en su ascenso. Los materiales mesozoicos, aunque inconexos, dibujan una geometría anticlinal cuyo eje describe un sigmoide. La raíz del diapiro no se puede estimar a partir de la geología de superficie. La sísmica de reflexión y la modelización gravimétrica 2.5D y 3D permiten deducir no solo la raíz del diapiro (-2900 m) sino también la distribución volumétrica de las evaporitas triásicas.

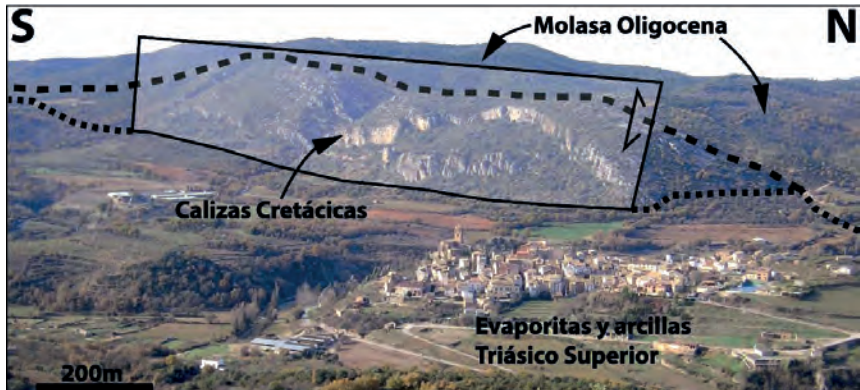


Figura 10.- Panorámica del diapiro de Naval desde el este. Se distingue, en el límite oeste, el contacto de los materiales triásicos del interior del diapiro (primer término, con relieve poco accidentado) y las molasas oligocenas de la periferia al fondo, con un afloramiento discontinuo de calizas del Cretácico Superior en el contacto.

### Parada 9: Pliegues de Labata–Yaso (Extremo oeste del anticlinal de Barbastro–Balaguer)

**Localización:** Unos 800 m al OSO de Yaso por el camino de tierra que baja hacia El Gorgonchón, estrecho del río Formiga (42°11'54.2"N, 0°08'21.8"O).

**Descripción:** En la panorámica se observan pliegues afectando a depósitos sintectónicos oligo-miocenos (tránsito entre Fms. Peraltila y Sariñena) que se extienden al frente de las Sierras. Estructuralmente presentan considerables complicaciones locales y reflejan la interferencia entre abanicos aluviales cortos procedentes de las Sierras y

sistemas fluviales procedentes de zonas más internas. Aquí dominan las facies aluviales distales (lutitas con paleosuelos) y proximales (brechas calcáreas). La evolución granocreciente-decreciente de la sucesión refleja una progradación-retrogradación de los abanicos, correspondiendo el cambio de tendencia al límite entre dos unidades genéticas, localmente representado por una discordancia (Fig. 11).

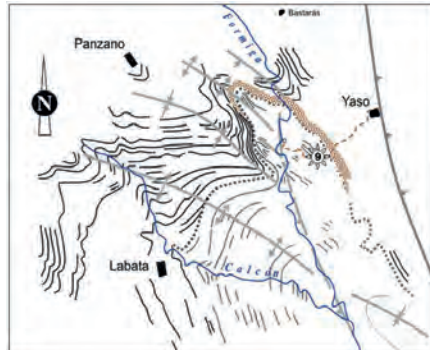


Figura 11.- Pliegues de Labata-Yaso (esquema fotogeológico). La línea de puntos es la discordancia local que se menciona en el texto.

## Bibliografía

- [1] Muñoz J.A.; Arbués, P.; Serra-Kiel, J. (1998) En: Meléndez Hevia, A.; Soria, A.R. (eds.) *Field Trip Guidebook of the 15<sup>th</sup> International Sedimentological Congress, Alicante*. IGME, Madrid, 213-223.
- [2] Muñoz, J.A.; Beamud, E.; Fernández, O.; Arbués, P.; Dinarés-Turell, J.; Poblet, J. (2013) *Tectonics* 32, 1142-1175.
- [3] Robador Moreno A.; Carcavilla Urqui, L.; Samsó Escolà, J.M. (2013) *Parque Nacional de Ordesa y Monte Perdido. Guía Geológica*. Organismo Autónomo de Parques Nacionales. Ministerio de Agricultura, Alimentación y Medio Ambiente. Madrid, 215 pp.
- [4] Robador, A.; Samsó, J.M.; Pujalte, V.; Oliva, B.; Gil, I.; Soto, R.; Payros, A.; Rosales, I.; Tosquella, J. (2010) En: Ramírez, L.; Asensio, B. (eds.) *Proyectos de Investigación en Parques Nacionales 2006-2009*. OAPN, 7-28.
- [5] Berastegui X.; Losantos, M.; Muñoz, J.A.; Puigdefàbregas, C. (1993) *Tall geològic del Pirineu central 1:200.000*. Servei Geològic de Catalunya – Institut Cartogràfic de Catalunya.
- [6] Casas Sainz A.M.; Pardo, G. (2004) *Geo-Guías* 1, 63-96.
- [7] Teixell A. (2004) En: Vera, J.A. (ed.) *Geología de España*, SGE-IGME, Madrid, 321-323.
- [8] Tavani S.; Storti, F.; Fernández, O.; Muñoz, J.A.; Salvini, F. (2006) *J. Struct. Geol.* 28, 695-712.