

## ESTRUCTURAS MESOZOICAS Y CENOZOICAS RELACIONADAS CON LA APERTURA Y CIERRE PARCIAL DEL GOLFO DE VIZCAYA (Zona Cantábrica – Asturias)



6° SIMPOSIO SOBRE EL MARGEN IBÉRICO ATLÁNTICO  
6° SIMPOSIO SOBRE A MARGEM IBÉRICA ATLÂNTICA  
6<sup>th</sup> SYMPOSIUM ON THE ATLANTIC IBERIAN MARGIN



**ESTRUCTURAS MESOZOICAS Y CENOZOICAS  
RELACIONADAS CON LA APERTURA Y CIERRE  
PARCIAL DEL GOLFO DE VIZCAYA  
(Zona Cantábrica – Asturias)**

**GUIA DE CAMPO  
3 DICIEMBRE 2009**

**J.L. ALONSO<sup>1</sup>  
J. GALLASTEGUI<sup>1</sup>  
J.C. GARCÍA RAMOS<sup>1, 2</sup>  
J. POBLET<sup>1</sup>**

1. Departamento de Geología, Universidad de Oviedo. Asturias. España  
2. Museo Jurásico de Asturias. Colunga. Asturias. España

ISBN: 978-84-693-9581-3



## ÍNDICE

<b>Introducción</b> .....	1
<b>Parada 1.</b> Vista panorámica de la Cuenca Terciaria de Oviedo y de las estructuras relacionadas con ella. ....	8
<b>Parada 2.</b> Falla normal mesozoica (Falla de Llanera) reactivada como inversa en la localidad de Lamasanti.....	10
<b>Parada 3.</b> Fallas normales mesozoicas en la Playa del Sable. ....	11
<b>Parada 4.</b> Falla normal mesozoica (Falla de Ribadesella) con estructuras de inversión en la Playa de Arra.....	13
<b>Parada 5.</b> Discordancia de la sucesión Permo-Mesozoica sobre la sucesión Paleozoica al norte de la Sierra del Suevo.....	15
<b>Bibliografía</b> .....	16
<b>Anexo coordenadas</b> .....	18

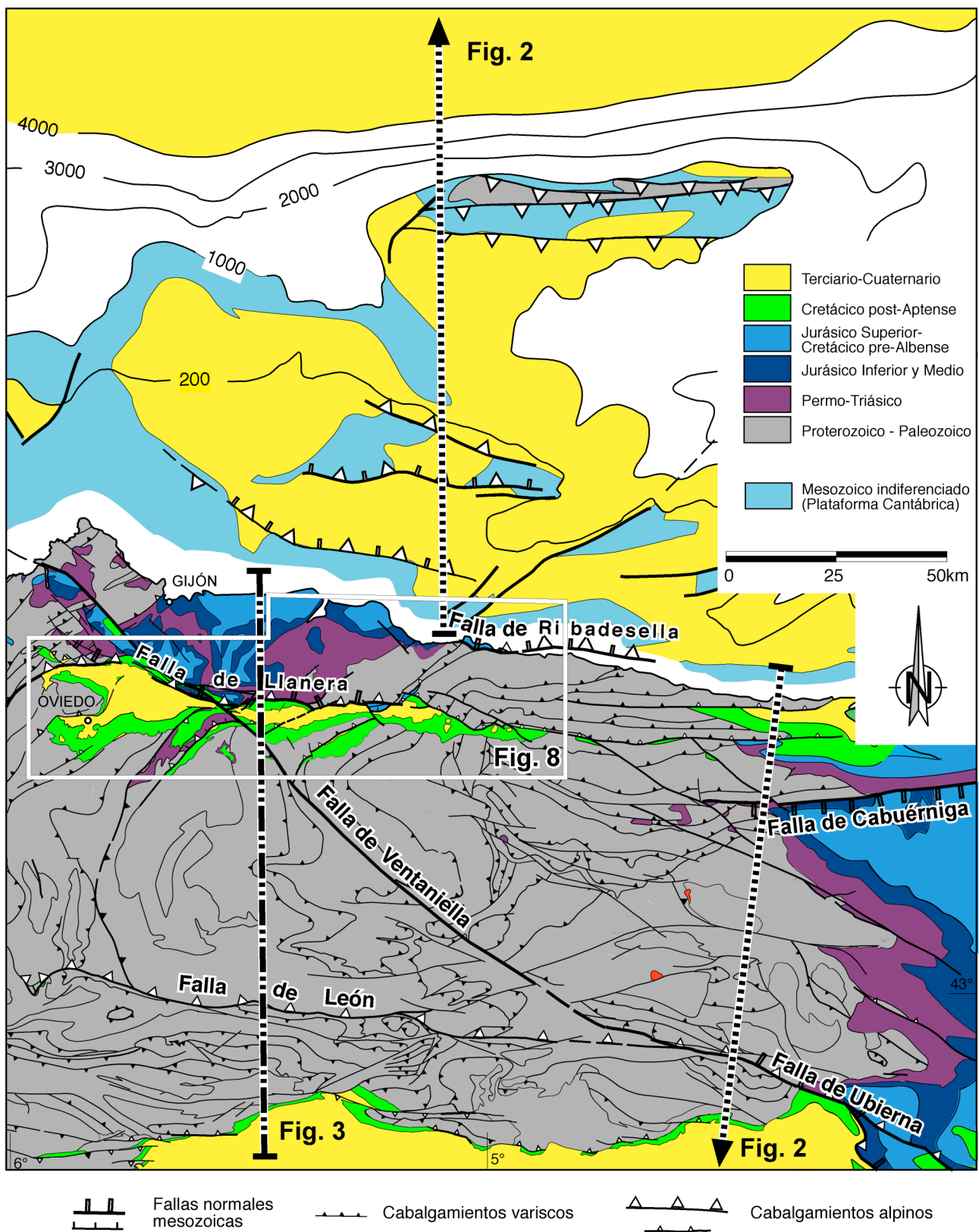
## **INTRODUCCIÓN**

La Cordillera Cantábrica constituye la prolongación occidental de los relieves Pirenaicos y es el resultado de la colisión alpina entre la placa Euroasiática y la microplaca Ibérica. Aunque el límite septentrional de la cordillera viene marcado por la costa cantábrica, las estructuras geológicas alpinas se prolongan por la plataforma y el talud continental, hasta la llanura abisal del golfo de Vizcaya (Gallastegui, 2000).

En el sector central de la cordillera (provincias de Asturias, León y Palencia), la deformación alpina levantó y exhumó un basamento varisco que pertenece a la zona más externa del Macizo Ibérico, denominada Zona Cantábrica (Lotze, 1945). La Zona Cantábrica corresponde a un cinturón de pliegues y cabalgamientos desarrollado durante el Carbonífero, que muestran una forma de arco apretado conocido como Arco Ibero-Armoricano o Astúrico (Fig. 1).

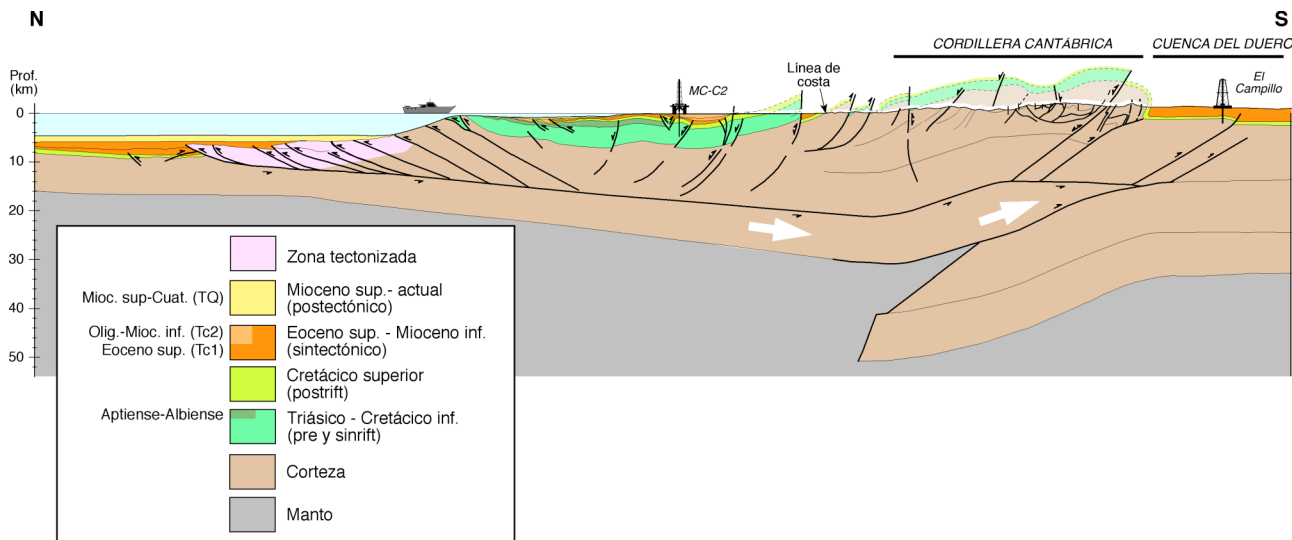
En este sector central, la cordillera Cantábrica está flanqueada por dos cuencas terciarias sinorogénicas: la cuenca del Duero, al Sur, y la cuenca del margen continental cantábrico, al N (Figs. 1 y 2). Otra cuenca terciaria de menor extensión, la de Oviedo, se sitúa entre ambas (Figs. 1 y 3). Las cuencas del Duero y Oviedo están relacionadas con estructuras alpinas vergentes al Sur, mientras las cuencas terciarias situadas en el dominio marino, están relacionadas con estructuras alpinas de vergencia principalmente al Norte, cuya prolongación oriental lo constituyen las estructuras más septentrionales de la Zona Vasco-Cantábrica y Zona Norpirenaica, con esta misma vergencia. Al Sur, la cordillera Cantábrica representa la prolongación occidental de la Zona Surpirenaica; no obstante, en contraste con la tectónica de despegue desarrollada en la Zona Surpirenaica, en la Cordillera Cantábrica el basamento varisco y su cobertera mesozoica se deformaron solidariamente durante la deformación alpina.

La historia geológica post-varisca del sector central de la cordillera Cantábrica comenzó por un primer episodio extensional que dio lugar al desarrollo de las cuencas permo-triásicas y que culmina con las cuencas de plataforma del Jurásico (Lepvrier y Martínez García, 1990). Una segunda etapa extensional tuvo lugar durante el Jurásico superior-Cretácico inferior (García Ramos, 1997), en relación con la apertura del Golfo de Vizcaya, dando lugar a la formación de las principales cuencas mesozoicas, que permanecen estables a partir del Aptense hasta la inversión tectónica que se produjo a causa de la orogénesis alpina durante el Terciario. La compresión N-S alpina dio lugar al levantamiento de los Pirineos en el Este y al cierre parcial del Golfo de Vizcaya y levantamiento de la Cordillera Cantábrica en el Oeste. El inicio de la etapa compresiva parece no ser coetáneo a lo largo de la cadena: mientras en los Pirineos se observan ya evidencias de compresión a finales del Cretácico (p. ej. Vergés et al., 1995), éstas no se observan en el dominio central de la Cordillera Cantábrica (concretamente en su rama norte) hasta mediados o finales del Eoceno (Álvarez-Marrón et al., 1997). El levantamiento de la Cordillera Cantábrica en su rama sur no se conoce con precisión, pero se estima que se produjo mayormente entre el Eoceno medio y el Mioceno (Alonso et al., 1996; Gallastegui, 2002).



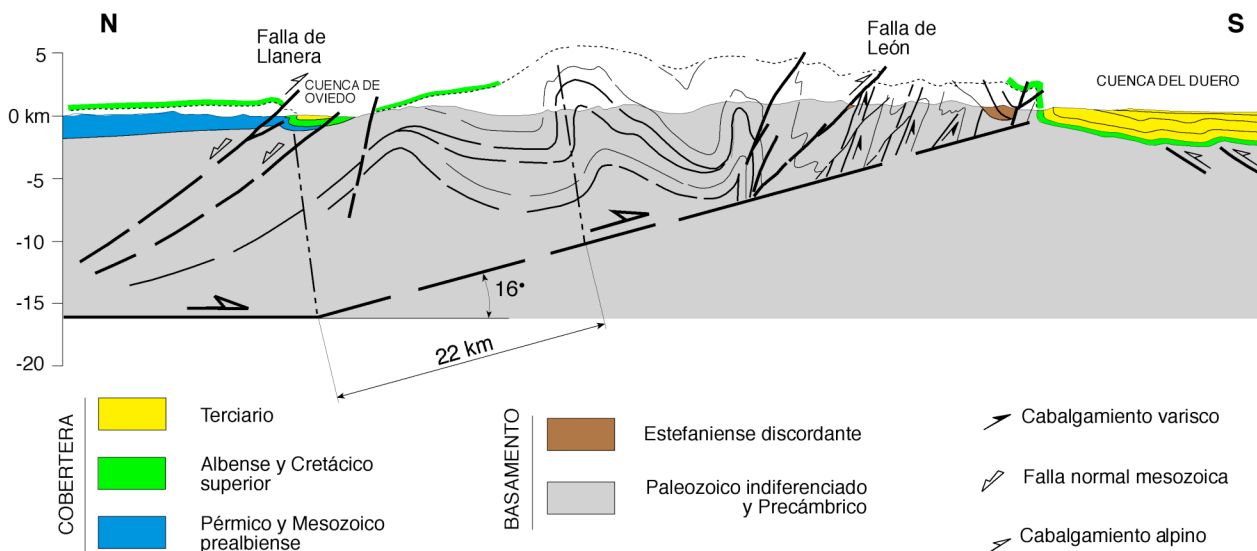
**Fig. 1.** Mapa geológico del sector central de la cordillera Cantábrica, donde se muestran los principales cabalgamientos variscos, las fallas mesozoicas extensionales, los cabalgamientos alpinos y la localización de los cortes geológicos de las Figs. 2 y 3.

No obstante, la actividad tectónica de la región ha continuado hasta la actualidad, tal como queda registrada por el levantamiento episódico de las plataformas de abrasión marina (rasas costeras) actualmente elevadas sobre importantes acantilados (Flor, 1983; Mary, 1983; Álvarez-Marrón et al., 2008), la existencia de estructuras compresivas en los materiales cuaternarios sedimentados sobre la rasa (Gutiérrez-Claverol et al., 2006) y una cierta actividad sísmica de pequeña magnitud (López-Fernández et al., 2004) (Fig.4).



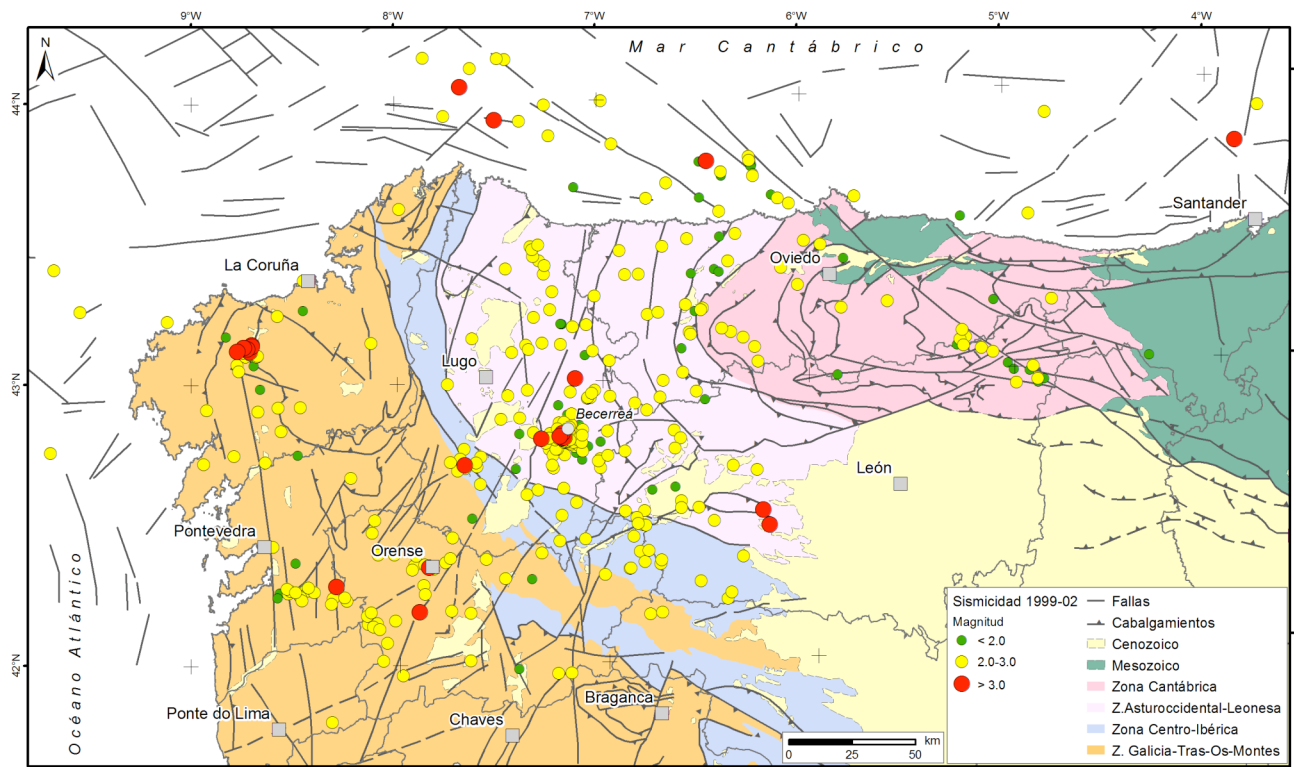
**Fig. 2.** Estructura cortical alpina del margen noribérico y Cordillera Cantábrica (Gallastegui, 2002). Situación en la figura 1.

La sucesión estratigráfica post-varisca refleja los acontecimientos geológicos arriba reseñados. Los primeros depósitos discordantes sobre el basamento varisco son de edad pérmica (Patac, 1920; Wagner y Martínez García, 1982) y consisten en una sucesión continental predominantemente siliciclástica, con abundantes depósitos volcanoclásticos y algunos niveles carbonatados (Martínez García, 1983; Suárez Rodríguez, 1988); su espesor es muy variable debido a su carácter “sinrift” y puede sobrepasar los 1000 m. Sobre esta sucesión se apoyan arcillas rojas con algunos yesos en su parte basal, atribuidas al Triásico Superior.

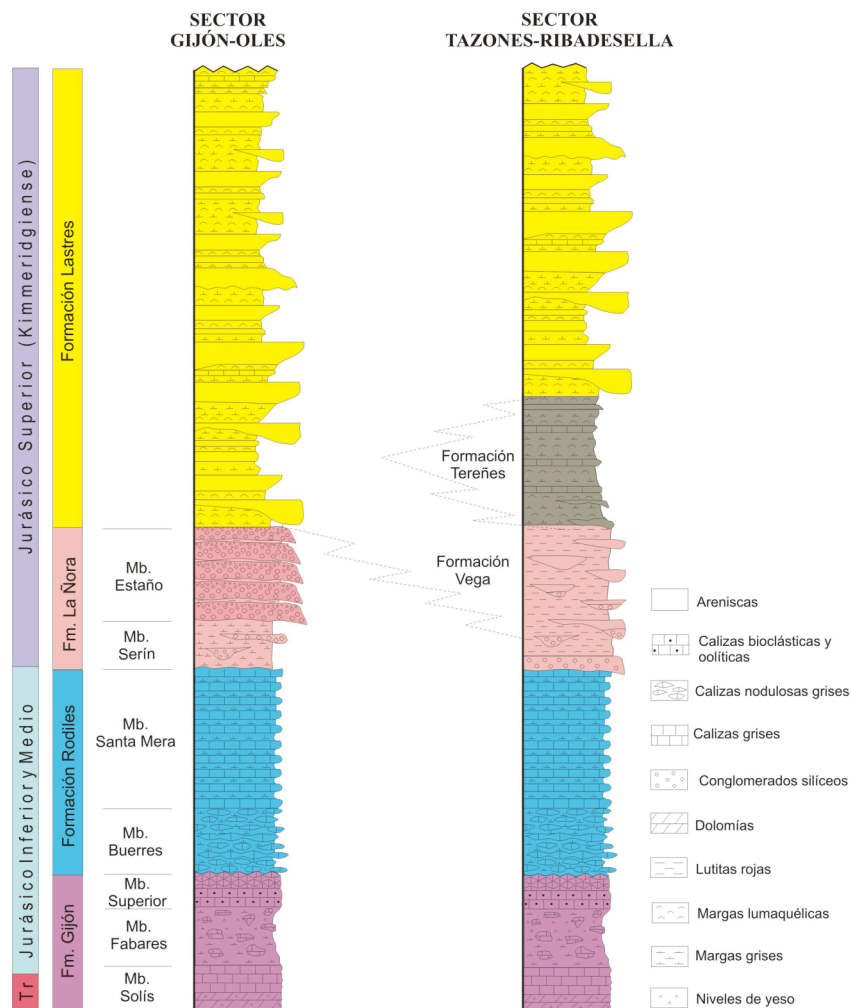


**Fig. 3.** Corte geológico a través del sector central de la Cordillera Cantábrica. Situación en la Fig. 1. (Modificado de Alonso et al., 1996).





**Fig. 4** Sismicidad reciente en el noroeste de la Península Ibérica (López-Fernández, 2008).



**Fig. 5.** Columnas estratigráficas del Jurásico asturiano (García Ramos et al., 2006).

Las rocas del Jurásico de Asturias se agrupan en dos conjuntos litológicos de orden mayor. El inferior está constituido eminentemente por rocas carbonatadas de origen litoral (Fm. Gijón) y marino abierto (Fm. Rodiles). El superior consta principalmente de rocas silíceas de origen continental (abanico aluvial y fluvial), formaciones La Ñora y Vega, y marino restringido y costero (deltaico), representados por las formaciones Tereñes y Lastres, respectivamente (Fig. 5).

Al inicio del Jurásico, el ascenso paulatino del nivel marino hizo que gran parte de la región asturiana quedase sumergida bajo un mar abierto, con una profundidad que en algunos momentos debió de rebasar los 100 m durante el depósito de la Fm. Rodiles. Este hecho puede atribuirse a la subsidencia térmica que debió resultar del enfriamiento de la litosfera subsecuente al “rifting” permotriásico. A comienzos del Jurásico Superior tuvo lugar un cambio drástico en el paisaje como consecuencia del abombamiento térmico asociado a un nuevo episodio de “rifting”, con la consiguiente tectónica extensional. El mar, que cubría hasta entonces buena parte de Asturias durante el Jurásico Inferior y Medio, se retiró bruscamente, dando paso a nuevas zonas litorales y a territorios emergidos que pronto iban a ser colonizados por dinosaurios y otros vertebrados coetáneos, como tortugas, cocodrilos, lagartos, peces, reptiles voladores, etc.

A partir del Aptense se produce un nuevo episodio subsidente con expansión de las cuencas marinas, al cesar la tectónica distensiva, hasta el comienzo de la inversión tectónica alpina durante el Terciario. Este Cretácico “postrift”, cuya edad va desde el Aptiense Superior al Santoniense, se encuentra sobre todo bien representado al sur de la Falla de Llanera, en la denominada Cuenca de Oviedo-Cangas de Onís. En este sector la sucesión cretácica se encuentra discordante sobre el Paleozoico, excepto en una pequeña fosa que sigue las directrices variscas en donde se apoya sobre el Permo-Triásico (Fig. 1). Al norte de la Falla de Llanera, la sucesión cretácica se apoya generalmente sobre las rocas jurásicas, excepto en el extremo oeste en donde se apoya sobre las rocas permo-triásicas o sobre el basamento varisco.

Los ambientes sedimentarios a lo largo de la serie cretácica son muy variables y oscilan desde siliciclásticos fluviales y litorales (deltaicos y estuarinos) hasta carbonatados de plataforma. Entre los trabajos de síntesis sobre el Cretácico de este sector de la cuenca se encuentran los de Ramírez del Pozo (1972), Gutiérrez Claverol (1973), García-Ramos y Gutiérrez Claverol (1995) y González Fernández et al. (2004).

Respecto a la sucesión de edad terciaria, se preserva en la región en tres áreas bien diferenciadas en cuanto a edad y ambiente sedimentario: la Cuenca de Oviedo, la franja de Ribadedeva y la plataforma continental asturiana. La cuenca de Oviedo fue una cuenca endorreica, sinorogénica con el cabalgamiento de Llanera. Está constituida por una franja de conglomerados predominantemente calcáreos junto a dicho cabalgamiento, depositados en pequeños abanicos aluviales, que pasan a areniscas y lutitas con paleosuelos de tipo caliche hacia el Sur. Hacia las partes más distales se intercalan con varios niveles de calizas micríticas blancas de origen lacustre (García-Ramos y Gutiérrez Claverol, 1995). La única datación del Terciario de Oviedo es Eoceno Superior (Truyols y García Ramos, 1992).

La plataforma continental asturiana comprende la sucesión terciaria más completa de los tres sectores considerados, abarcando desde el Paleoceno superior al Mioceno inferior y con un espesor que en algunos lugares rebasa los 1000 m. Se trata de una serie mayoritariamente marina en la que se aprecian dos discordancias del Oligoceno y del Eoceno superior (Gallastegui, 2000; Gutiérrez Claverol y Gallastegui, 2002). La sucesión terciaria de la parte más oriental de Asturias también es de carácter marino y de edad Paleoceno a Eoceno Medio (Martínez García, 1981).

Respecto a la estructura alpina del sector central de la Cordillera Cantábrica, el levantamiento del basamento y los rasgos estructurales mayores de dicho sector se pueden explicar mediante un gran pliegue de flexión de falla ("fault-bend fold model", Suppe, 1983) asociado a un cabalgamiento profundo despegado en la corteza media, cuyo desplazamiento es menor que la longitud de la rampa (Alonso et al., 1996) (Fig. 3). Este tipo de estructura conlleva el desarrollo de una gran flexión monoclin, que permite explicar un levantamiento tan extenso como el observado en la Fig. 6. El buzamiento de la cobertera mesozoica en la vertiente norte de la cordillera nos da una predicción del ángulo de la rampa y la longitud de ese sector inclinado nos permite estimar un desplazamiento de unos 22 km (Fig. 3). La existencia de este cabalgamiento de basamento ha sido confirmada por la sísmica de reflexión profunda realizada a través de la transición entre la Cordillera Cantábrica y la Cuenca del Duero (Pulgar et al., 1996, 1997; Gallastegui, 2000). Este gran cabalgamiento no se observa generalmente en superficie, debido al desarrollo de un pliegue de propagación de falla en la parte superior de la rampa (Fig. 3), de manera que el desplazamiento estimado para este cabalgamiento es consumido por el pliegue frontal de propagación de falla y por el acortamiento longitudinal sufrido por la lámina cabalgante.

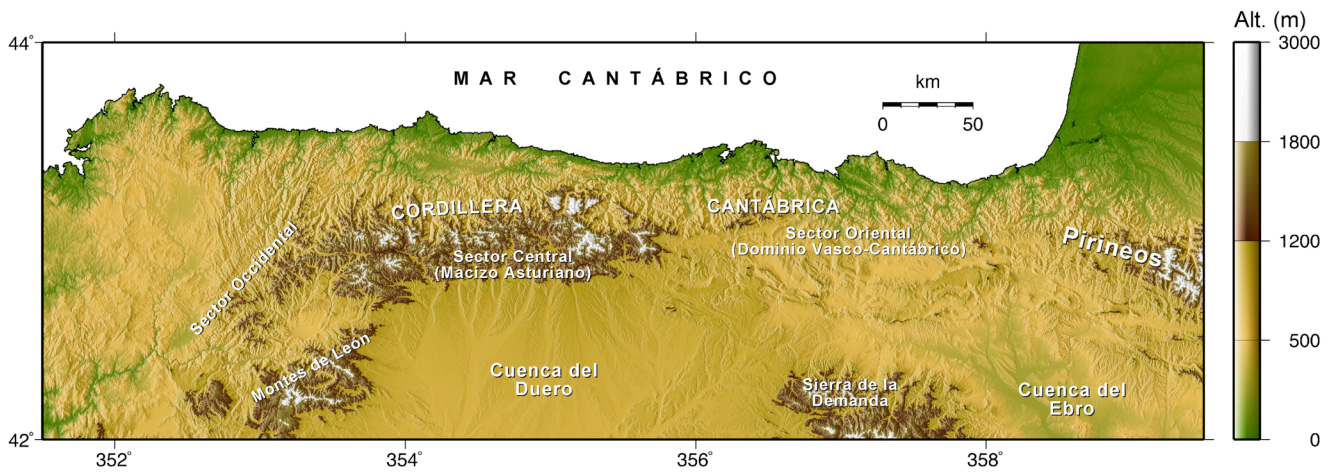
La existencia de un importante acortamiento longitudinal dentro del bloque superior, que implica el modelo propuesto, conlleva la existencia de una apreciable deformación alpina en el basamento varisco. Así, además del levantamiento del basamento, la deformación alpina produjo la reactivación de algunas estructuras prealpinas, tanto de estructuras variscas como de fallas normales mesozoicas (Pulgar et al., 1999). Respecto a las estructuras variscas, se reactivaron preferentemente las fallas mayores de rumbo este-oeste como la falla de León, lo cual se refleja bien en el relieve actual (Alonso y otros, 2007). Además, la deformación alpina produjo un reapretamiento de los pliegues variscos, dando lugar a la verticalización y rejuego por deslizamiento flexural de algunos cabalgamientos variscos plegados (Pulgar et al., 1999) (Figs. 1 y 3). Entre los cabalgamientos variscos rejugados durante la deformación Alpina pueden citarse: el Cabalgamiento de Laviana en la zona de Infiesto-Sueve (Pello, 1967) y el que alcanza la costa en las proximidades del Cabo Torres, al oeste de Gijón (Falla de Veriña de Julivert et al., 1971).

La deformación alpina no solo afectó a los niveles superiores de la corteza, sino que supuso una reorganización de mucho mayor calado a todos los niveles corticales. Los datos geofísicos adquiridos durante los últimos 20 años (proyectos ESCIN, IAM y MARCONI) han permitido obtener una imagen de la corteza similar a la observada en los Pirineos en los perfiles ECORS. La estructura muestra la presencia de un importante engrosamiento de la corteza bajo la Cordillera Cantábrica, que alcanza un máximo cercano a los 50 km de profundidad bajo la línea de costa. La duplicación de la corteza se ha debido al deslizamiento hacia el S de la corteza transicional del Golfo de Vizcaya y la indentación de ésta en la corteza Ibérica que se vio forzada a subducir hacia el Norte (Pulgar et al., 1996, Fernández-Viejo et al., 1998, Gallastegui et al. 2002).

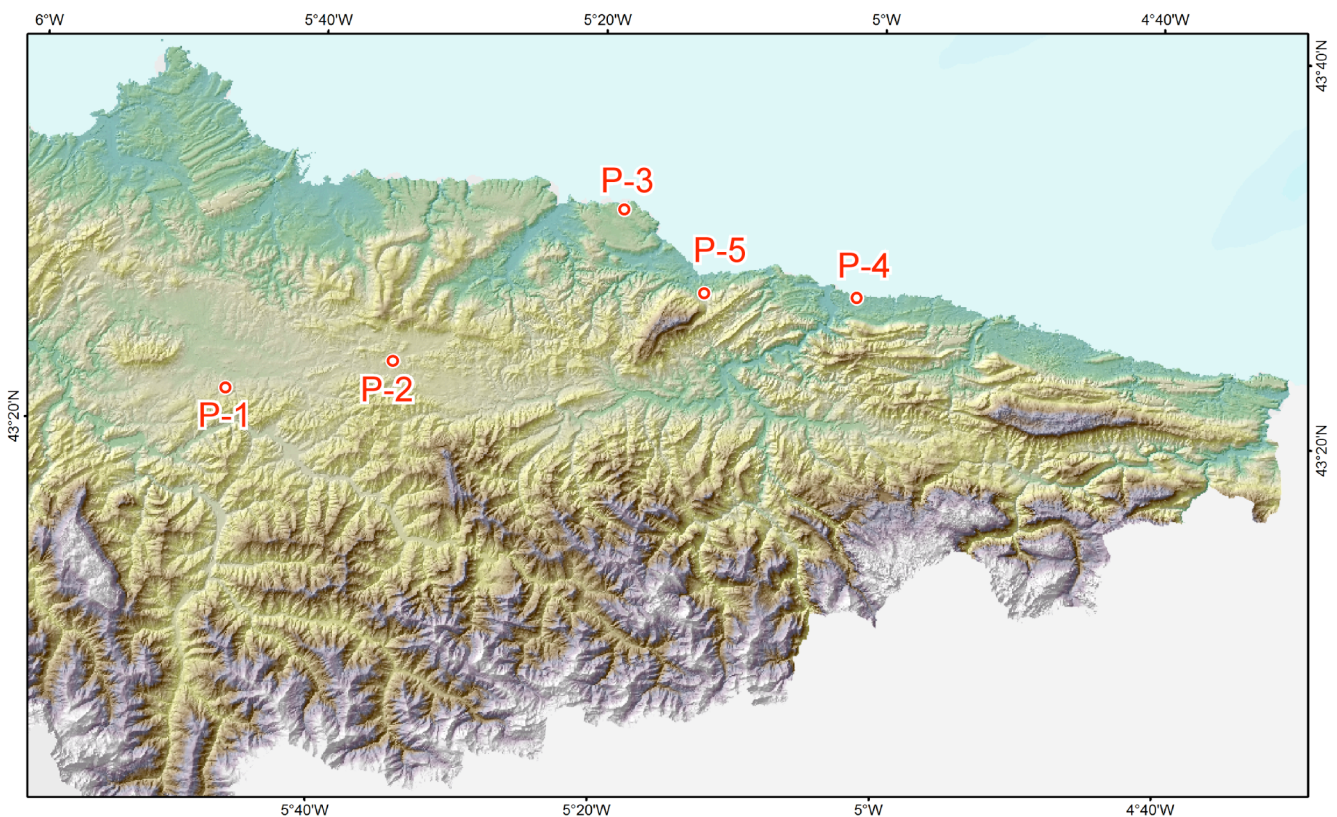
El objetivo de esta salida de campo es visitar algunas localidades en las que se observan las fallas mayores del episodio extensional mesozoico (Fallas de Llanera y Ribadesella) y las estructuras resultantes de la posterior inversión tectónica durante la compresión de edad terciaria (paradas 1, 2 y 4). También se visitarán estructuras menores extensionales y compresionales con el mismo significado (parada 3) y la discordancia entre el basamento varisco y la sucesión Pérmico-mesozoica (parada 5).

---

**Agradecimientos:** *A nuestro compañero y colega Carlos López Fernández por su ayuda en la preparación de las figuras 6, 7 y 10.*



**Fig. 6.** Modelo digital de elevaciones (compuesto con datos procedentes de <http://www2.jpl.nasa.gov/srtm> y <http://www.ngdc.noaa.gov/mgg/topo/globe.html>) mostrando el relieve de la Cordillera Cantábrica con los principales dominios (Alonso et al., 2007).



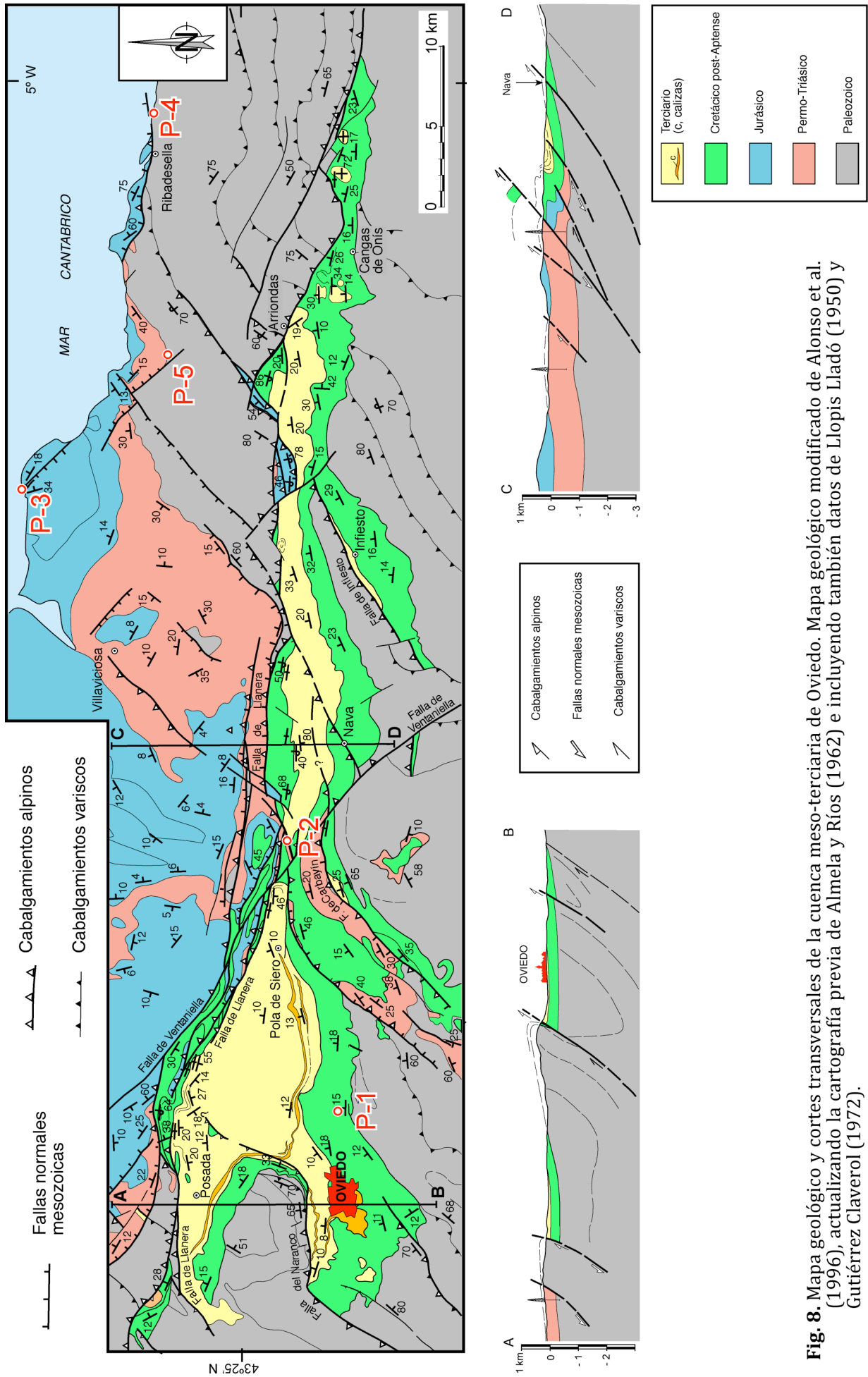
**Fig. 7.** Modelo digital de elevaciones mostrando el relieve del sector oriental de Asturias. Se indica la situación de las paradas.

## **PARADA 1: VISTA PANORÁMICA DE LA CUENCA TERCIARIA DE OVIEDO Y DE LAS ESTRUCTURAS RELACIONADAS CON ELLA**

La cuenca terciaria de Oviedo se formó en el frente de un cabalgamiento alpino que aprovechó una falla normal mesozoica invirtiendo su movimiento en tiempos terciarios. La inversión de esta falla, denominada Falla de Llanera, está atestiguada por la conservación de la sucesión sinrift permo-jurásica en su bloque norte, mientras en el bloque sur de la misma las capas postrift del Cretácico Inferior se apoyan directamente sobre el basamento varisco (Almela y Ríos, 1962) (Alonso et al. 1996) (Figs. 1 y 8). En el bloque superior de dicha falla, levantado durante la orogénesis Alpina, la sucesión mesozoica presenta generalmente una disposición subhorizontal, con buzamientos suaves excepto en las proximidades de la falla, en donde aparece una banda de cabalgamientos y pliegues apretados vergentes al sur denominada franja móvil intermedia (Ramírez del Pozo, 1969). Estos pliegues fueron probablemente generados por cizalla simple, como consecuencia de la resistencia friccional y efecto de contrafuerte del bloque inferior de la falla. La depresión creada en el bloque inferior fue rellenada con los depósitos sinorogénicos terciarios de la cuenca de Oviedo y durante la etapa de erosión actual ha determinado el desarrollo de un colector fluvial longitudinal a dicha cuenca (Ríos Nora y Piloña), así como una cadena de pequeños puertos (La Miranda, La Madera, La Campa, Alto La Llama, etc) en el cordal montañoso situado en el bloque superior de la falla, entre la cuenca de Oviedo y el mar Cantábrico (Fig. 7).

En el sector occidental, la Cuenca de Oviedo está dividida en dos por la actuación de otro cabalgamiento alpino posterior al desarrollo de dicha cuenca, el cual es responsable de la elevación del basamento que ha generado el monte Naranco, justo al norte de la ciudad de Oviedo (Fig. 8).

Desde esta parada se observa una estupenda vista de la cuenca de Oviedo, así como del cordal montañoso situado inmediatamente al norte (bloque superior) de la falla de Llanera.



**Fig. 8.** Mapa geológico y cortes transversales de la cuenca meso-terciaria de Oviedo. Mapa geológico modificado de Alonso et al. (1996), actualizando la cartografía previa de Almela y Ríos (1962) e incluyendo también datos de Llopis Lladó (1950) y Gutiérrez Claverol (1972).

## **PARADA 2: FALLA NORMAL MESOZOICA (FALLA DE LLANERA) REACTIVADA COMO INVERSA EN LA LOCALIDAD DE LAMASANTI**

La falla de Llanera es una falla normal mesozoica que separa dos cuencas con importantes diferencias en las sucesiones estratigráficas, tal como se describió en la parada 1. Esta falla fue reactivada como inversa durante la compresión alpina. En el talud de la autovía del Cantábrico (Fig. 9), junto a la salida de Lamasanti pueden reconocerse ambos movimientos. En el bloque superior de la falla afloran arcillas rojas de edad Triásico Superior. En el bloque inferior de la falla se reconoce una sucesión de limolitas calcáreas de color rojizo de edad pérmica, sobre la que se dispone en ligera discordancia una serie de areniscas conglomeráticas de color grisáceo con pasadas carbonosas, perteneciente al Cretácico post-rift. De este modo la parte superior de la falla se muestra como falla inversa (Triásico sobre Cretácico), mientras en la parte inferior se muestra como falla normal (Triásico sobre Pérmico), dado que el desplazamiento normal fue mayor que el desplazamiento inverso post-rift. El punto en el cual la falla pasa de tener un movimiento como falla normal a un movimiento como falla inversa se conoce como punto nulo.

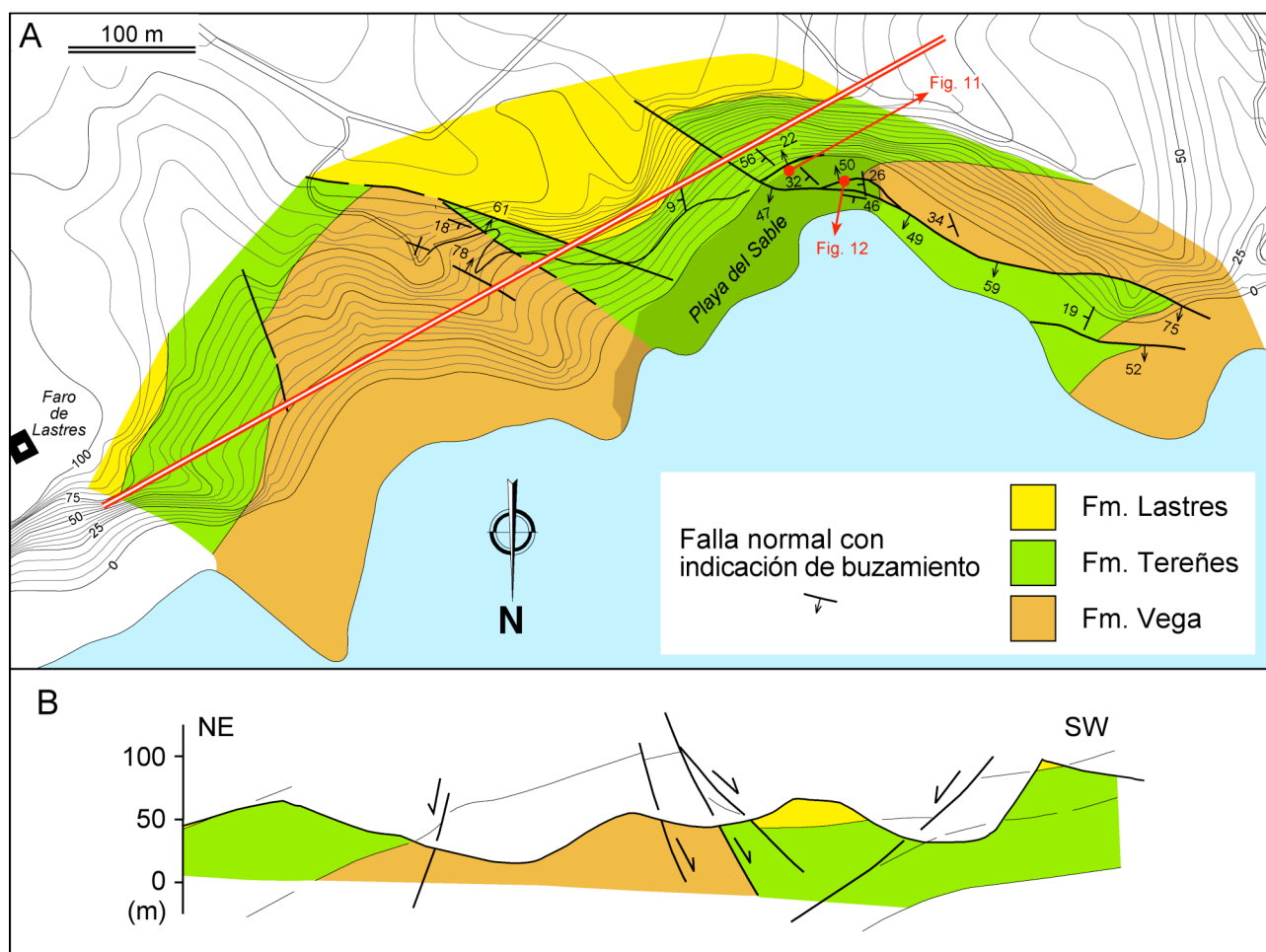


**Fig. 9** Falla de Llanera en el talud de la autovía del cantábrico entre las localidades de La Secada y Lamasanti (*explicación en el texto*).

### **PARADA 3: FALLAS NORMALES MESOZOICAS EN LA PLAYA DEL SABLE**

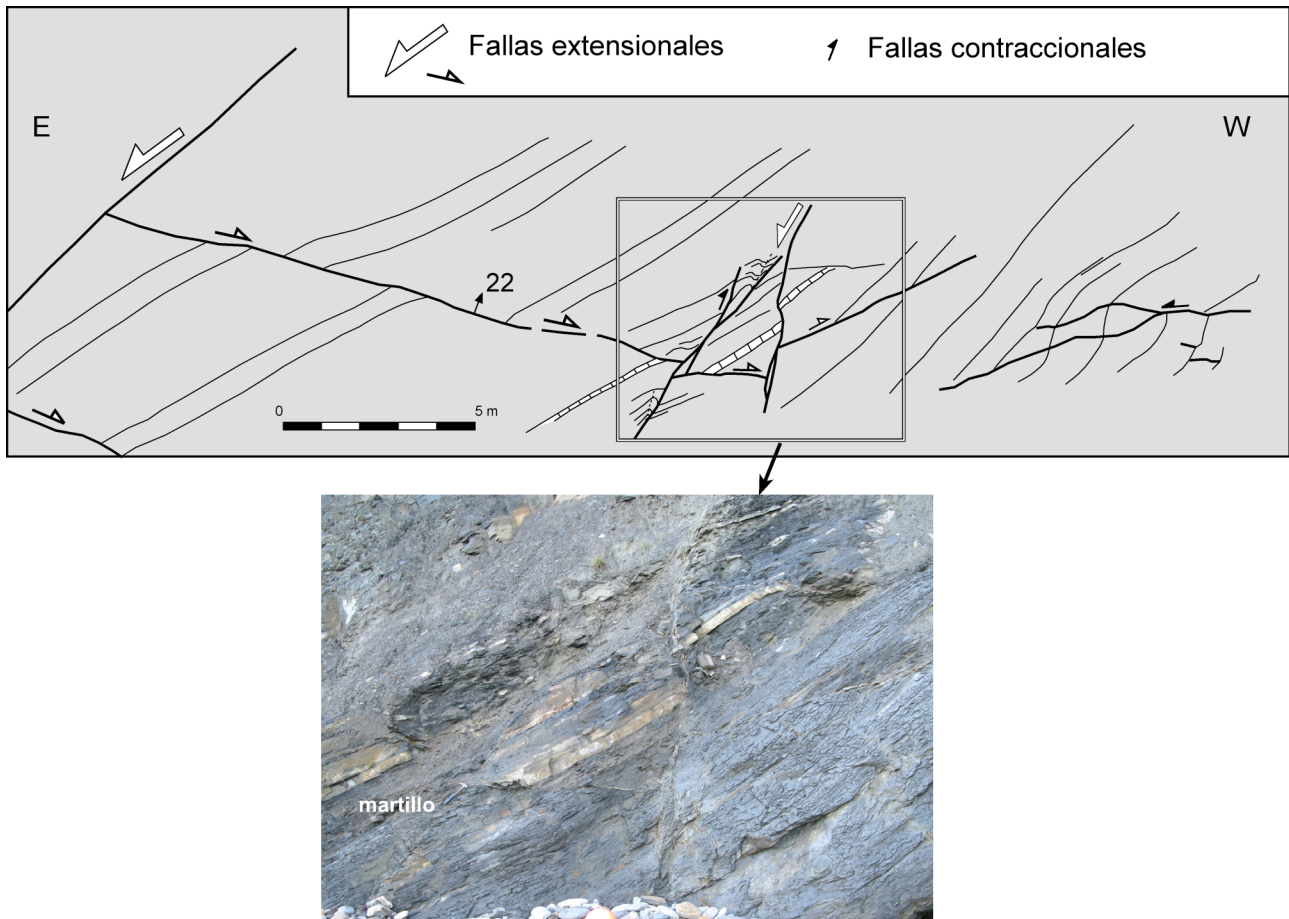
En esta parada aflora un corte en el que se reconocen diversas fallas normales de edad mesozoica que afectan a materiales de edad Jurásico Superior (Fms. Vega, Tereñes y Lastres). Las fallas mayores y algunas menores son fallas conjugadas de rumbo WNW (Fig. 10 A y B), las cuales cortan otras fallas normales menores de rumbo NE e inclinadas al SE (Fig. 11). El buzamiento de las capas suele aumentar notablemente en la proximidad de las fallas mayores al atravesar la formación Tereñes, que es la más incompetente, por efecto de pliegues de arrastre (Fig. 10 B). Las relaciones de corte de las capas en los bloques superior e inferior de falla es generalmente de rampa sobre rampa, aunque en algún caso puede observarse la relación de rellano sobre rampa (Fig. 12).

Además de las estructuras extensionales, también pueden observarse algunas estructuras contraccionales que cortan a las fallas normales y que pueden atribuirse a la inversión tectónica alpina (Fig. 11).



**Fig. 10.** (A) Mapa geológico y (B) corte transversal de las formaciones Vega, Tereñes y Lastres al oeste del Faro de Lastres. Situación en la Figura 7.





**Fig. 11** Esquema de las estructuras observables en la parte basal del acantilado de la Playa del Sable y fotografía del sector central del esquema (situación en la Fig. 10). Fallas normales, conjugadas, afectando a los materiales jurásicos de la Fm. Tereñes en los acantilados. También pueden observarse pliegues de propagación de falla compresionales que cortan a las fallas extensionales.



**Fig. 12** Vista de una de las fallas normales mayores de la Playa del Sable en la plataforma de abrasión marina. Las capas de lutitas y areniscas situadas a la izquierda de la fotografía son de la parte basal de la Formación Tereñes, en el bloque inferior de la falla, mientras que los materiales situados en la parte derecha de la fotografía paralelos a la falla representan una parte más joven de dicha formación y se sitúan en el bloque superior en relación de rellano sobre rampa.

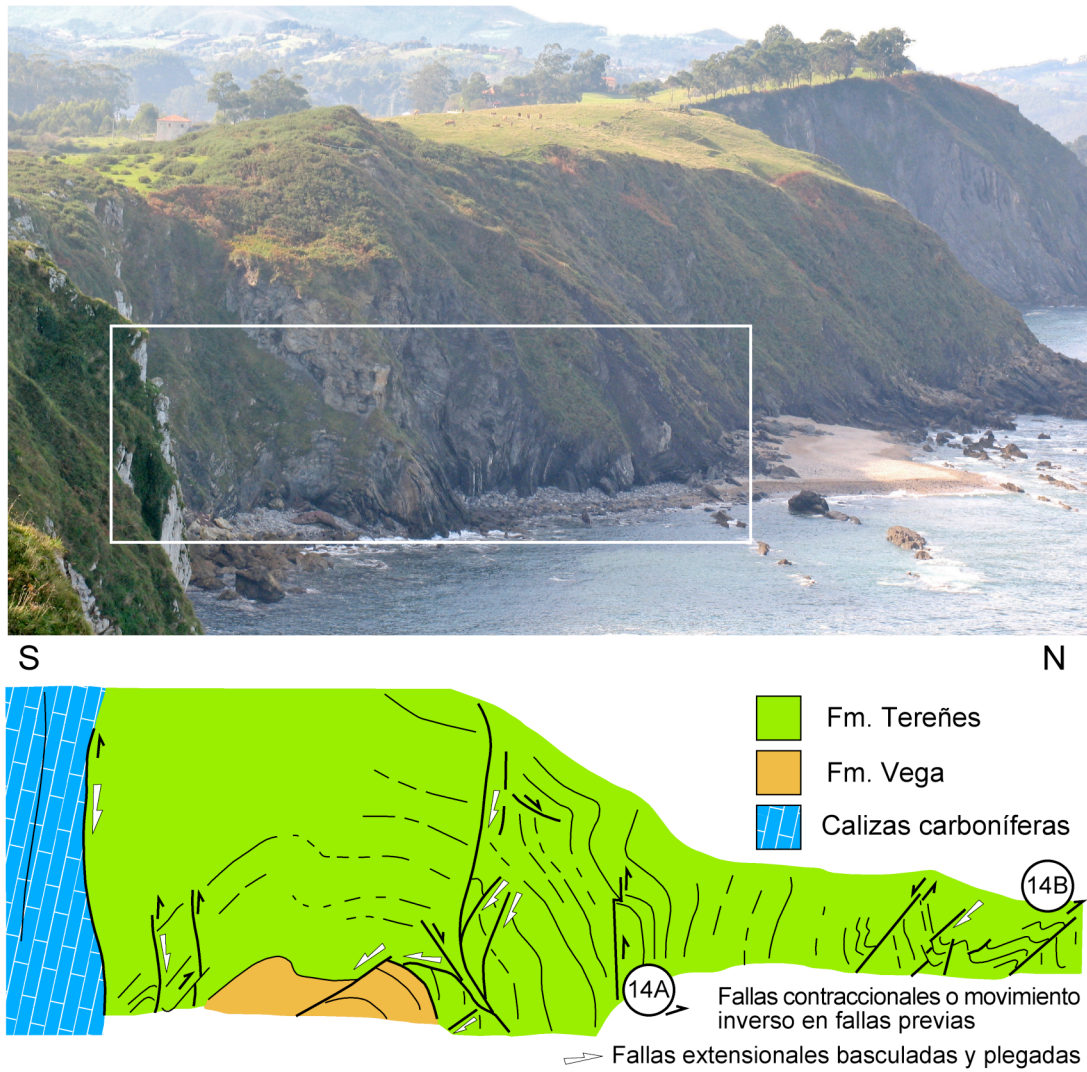
#### **PARADA 4: FALLA NORMAL MESOZOICA (FALLA DE RIBADESELLA) CON ESTRUCTURAS DE INVERSIÓN EN LA PLAYA DE ARRA**

La playa de Arra, situada a unos 2 km al Este de Ribadesella, tiene un alto interés geológico debido al paso por la misma de una importante falla vertical de trazado E- W, denominada falla de Ribadesella, que pone en contacto los afloramientos jurásicos más orientales de Asturias en el bloque superior de la falla, con las calizas carboníferas pertenecientes al basamento varisco en el bloque inferior de la falla (Fig. 13).

Se trata de una falla normal originada durante la fase de rift del Jurásico Superior-Cretácico Inferior, que fue reactivada como falla inversa durante la inversión tectónica alpina, tal como atestiguan las estrías de falla, aunque el juego inverso no llegó a superar el desplazamiento normal. Así, el juego normal resultante permitió la conservación de la sucesión jurásica en el bloque hundido septentrional. Esta sucesión sería más tarde erosionada en su totalidad, junto con parte de la sucesión cretácica, del bloque elevado meridional.

El rejuego inverso de la falla dio lugar al desarrollo de estructura anticlinal asimétrica en las proximidades de la falla, afectando a las formaciones jurásicas, más fácilmente deformables que las calizas carboníferas del bloque inferior, mucho más resistentes y homogéneas. En relación con dicho anticlinal se observan numerosos pliegues (Fig. 14) y fracturas menores, cuyas relaciones de superposición (Fig. 13) sugieren una evolución en tres etapas: a) formación de una falla directa (falla de Ribadesella) que lleva asociadas otras fracturas menores, tanto sintéticas como antitéticas, las cuales se encuentran plegadas y rotadas a consecuencia de las deformaciones posteriores, b) reactivación de la falla de Ribadesella como inversa con otras fallas inversas menores asociadas a la misma y formación del anticlinal por arrastre inverso y c) rotación del conjunto adquiriendo el plano de falla una posición vertical.

Por otro lado, su prolongación oriental mar adentro adopta una dirección NE-SW y controla el desarrollo del cañón submarino de Llanes, un tajo impresionante excavado en la plataforma marina que parte de los 200 m de profundidad y desciende hasta algo más de 4500 m.



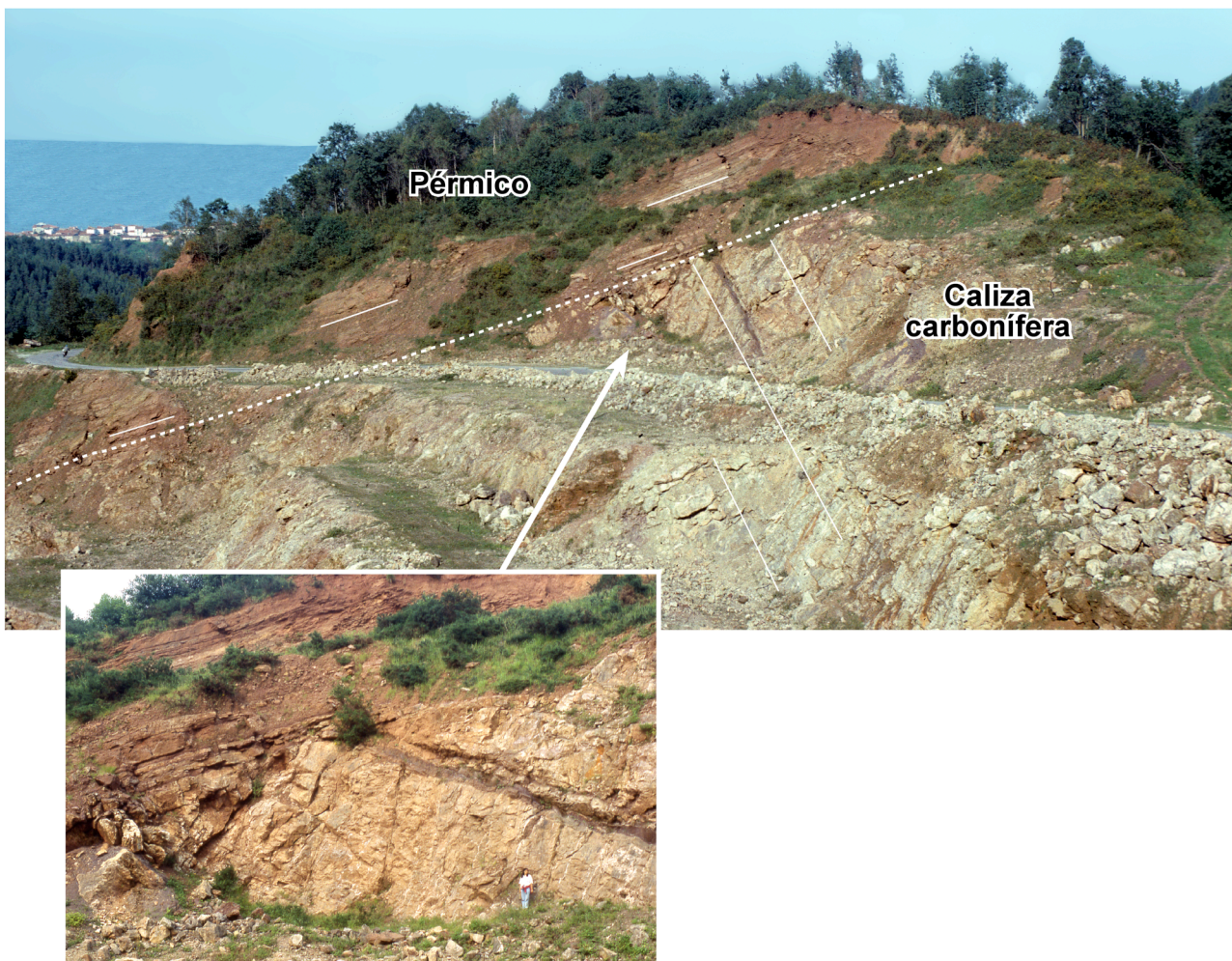
**Fig. 13.** Vista de la playa de Arra, indicando la situación del corte . Corte geológico simplificado de la falla de Arra y de las estructuras asociadas que presenta (modificado de Alonso et al. 2006). Se indica la situación de la Fig. 14 A y B



**Fig. 14.** (A) Pliegues despegados desarrollados en los materiales jurásicos de la Fm. Tereñes situados en el bloque superior de la falla de Arra. (B) Pequeños cabalgamientos y pliegue situados en la misma formación. Situación en la Fig. 13.

**PARADA 5: DISCORDANCIA DE LA SUCESIÓN PERMO- MESOZOICA SOBRE LA SUCESIÓN PALEOZOICA AL NORTE DE LA SIERRA DEL SUEVE.**

En esta parada se observa una discordancia angular de alto ángulo entre la sucesión Pérmico-Mesozoica y las calizas carboníferas del basamento paleozoico. La sucesión discordante se encuentra basculada a consecuencia de la deformación Alpina (Fig. 15).



**Fig. 15.** Discordancia de los materiales pérmicos rojizos sobre las calizas carboníferas grisáceas.



## **BIBLIOGRAFÍA**

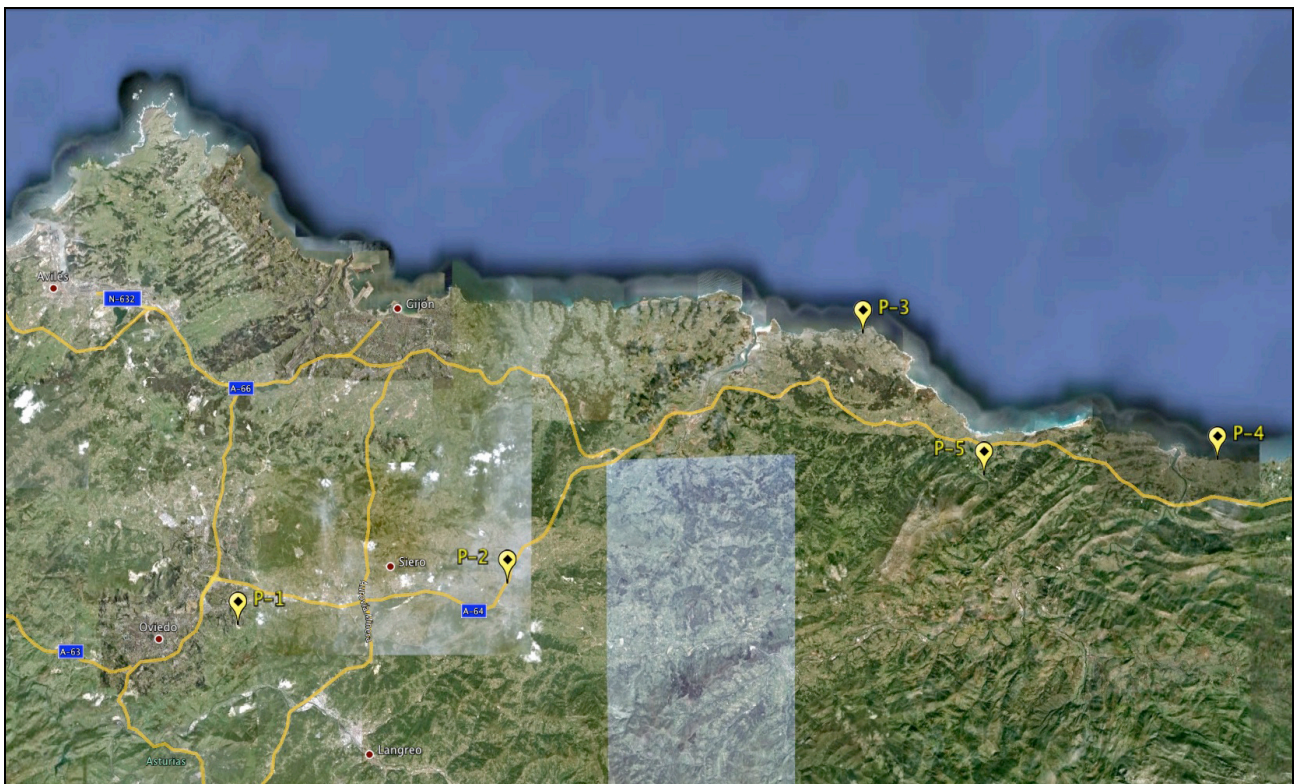
- Almela, A. y Ríos, J. M. (1962): Investigación del Hullero bajo los terrenos Mesozoicos de la costa Cantábrica (zona de Oviedo-Gijón-Villaviciosa-Infiesto), Empresa Nacional Adaro de Investigaciones Mineras, Madrid. 159 p.
- Alonso, J.L. y Pulgar, F.J.A. (1995): La estructura de la Zona Cantábrica. In: Aramburu, C. y Bastida, F. (Eds.): Geología de Asturias. Ediciones Trea S.L., Gijón, 103-112.
- Alonso, J. L., García-Ramos, J. C. y Piñuela, L. (2006). "La falla de Ribadesella (Asturias): valor didáctico y patrimonial". Poster presentado en la VII Reunión de la Comisión de Patrimonio Geológico, Colunga, Asturias.
- Alonso, J.L.; Pulgar, F.J.; García-Ramos, J.C. y Barba, P. 1996. Tertiary Basins and Alpine Tectonics in the Cantabrian Mountains. In: P.F. Friend y C.J. Dabrio (eds.), Tertiary basins of Spain: The stratigraphic record of crustal kinematics, Cambridge University Press, 214-227.
- Alonso, J. L., Pulgar, J. A y Pedreira D. (2007): El relieve de la Cordillera Cantábrica. Enseñanza de las Ciencias de la Tierra, 15(2); 151-163.
- Álvarez-Marron, J.; Hetzel, R.; Niedennann, S.; Menéndez, R. y Marquínez, J. (2008): Origin, structure and exposure history of a wave-cut platform more than 1 Ma in age at the coast of northern Spain: A multiple cosmogenic nuclide approach. *Geomorphology*, 93: 316-334.
- Fernández Viejo, G., Gallart, J., Pulgar, J.A., Gallastegui, J., Dañobeitia, J.J. y Córdoba, D. (1998). Crustal transition between continental and oceanic domains along the North Iberian margin from wide angle seismic and gravity data. *Geophys. Res. Letters*, 25 (23): 4249-4252.
- Flor, G. (1983): Las rasas asturianas; ensayos de correlación y emplazamiento. *Trabajos de Geología*, 13: 65-81.
- Gallastegui, J. 2002. Estructura cortical de la Cordillera y Margen Continental Cantábricos: Perfiles ESCI-N. *Trabajos de Geología*, 22: 9-234.
- Gallastegui, J., Pulgar, J.A., y Gallart, J (2002). Initiation of and active margin at the North Iberian continent-ocean transition. *Tectonics*, 21(4), 10.1029/2001TC901046
- García-Ramos, J. C. (1997). La sucesión Jurásica de la Cuenca Asturiana: Entorno paleogeográfico regional y relaciones Tectónica-Sedimentación. *Comunicaciones del IV Congreso de Jurásico de España, Alcañiz (Teruel)*, 13-14.
- García-Ramos, J.C. y Gutiérrez Claverol, M. (1995). La cobertera mesozoico-terciaria. In Aramburu C. y Bastida F., eds., *Geología de Asturias*. Trea, Gijón, p. 81-94.
- García-Ramos, J. C. Piñuela, L. y Ruiz-Omeñaca, J. I. (2006). El Jurásico de Asturias y sus huellas de dinosaurios. Yacimiento de la playa de La Griega (Colunga) y de los acantilados de Tereñes (Ribadesella). En: García-Ramos et al., (eds.). *Patrimonio geológico en Asturias: la cuenca alta del río Nalón y la Costa de los Dinosaurios*. Itinerarios geológicos de la VII Reunión de la Comisión de Patrimonio Geológico. 31-48.
- González Fernández, B., Menéndez Casares, E., Gutiérrez Claverol y M. García-Ramos, J. C. (2004). Litoestratigrafía del sector occidental de la cuenca cretácica de Asturias. *Trabajos de Geología, Univ. de Oviedo*, 24; 43-80.
- Gutiérrez-Claverol, M. (1972). Estudio geológico de la Depresión Meso-terciaria central de Asturias. Tesis doctoral, Universidad de Oviedo.
- Gutiérrez Claverol, M. (1973). Sinopsis estratigráfica del Cretácico de Asturias. *Boletín IDEA, supl. Ciencias*, 18, 118 pp.
- Gutiérrez Claverol, M. y Gallastegui, J. (2002). Prospección de hidrocarburos en la plataforma continental de Asturias. *Trabajos de Geología, Univ. de Oviedo*, 23: 21-34.
- Gutiérrez Claverol, M.; López-Fernández, C. y Alonso, J.L. (2006): Procesos neotectónicos en los depósitos de rasa en la zona de Canero (Occidente de Asturias). *Geogaceta*, 40: 75-78.
- Julivert, M., Ramírez del Pozo, J. y Truyols, J. (1971): Le réseau de failles et la couverture post-hercynienne dans les Asturies. In: *Histoire Structurale du Golfe de Gascogne* (Debyser, J., X. L. Pichon y L. Montadert, Eds.), Publications de l'Institut Français du Pétrol. Editions Technip, 2, Paris: v.3-1 à v.3-34.

- Lepvrier, C. y Martínez-García, E. (1990): Fault development and stress evolution of the post-Hercynian Asturian Basin (Asturias and Cantabria, northwest Spain). *Tectonophysics*, 184: 345-356.
- López-Fernández, C.; Pulgar, J.A.; González-Cortina, J.M.; Gallart, J.; Díaz, J. y Ruíz, M. (2004): Actividad Sísmica en el NO de la Península Ibérica observada por la red sísmica local del Proyecto GASPI. *Trabajos de Geología*, 24: 91-106.
- López-Fernández, C. Actividad sísmica, zonación sismotectónica y peligrosidad sísmica en el noroeste de la Península Ibérica (2008): *Nova Terra*, 35, 293 pp
- Lotze, F. (1945): Zur Gliederung der Varisciden der Iberischen Meseta. *Geotektonische Forsch*, 6: 78-92.
- Llopis Lladó, N. (1950): Mapa Geológico de los alrededores de Oviedo, Serv. Geol. Inst. Est. Asturianos, Oviedo.
- Martínez García, E. (1981). Mapa Geológico de España 1:50.000 (Llanes, hoja 32). IGME, Madrid. 40 pp.
- Martínez García, E. (1983): El Pérmico de la región Cantábrica. In: Carbonífero y Pérmico de España (C. Martínez Díaz, Ed.), Inst. Geol. Min. España, Madrid: 391-402.
- Mary, G. (1983): Evolución del margen costero de la Cordillera Cantábrica en Asturias desde el Mioceno. *Trabajos de Geología*, 13: 3-35.
- Patac, I. (1920). La formación uralense asturiana. *Estudios de cuencas carboníferas*. Artes Gráficas, Gijón, 50 pp.
- Pello, J. (1967): Estudio geológico de la prolongación del borde oriental de la Cuenca Minera Central de Asturias (NW de España). *Trabajos de Geología*, 1: 27-38.
- Pulgar, J. A.; Alonso, J. L.; Espina, R. G. y Marín, J. A. 1999. La deformación alpina en el basamento varisco de la Zona Cantábrica. *Trabajos de Geología*, 21: 283-294.
- Pulgar, J.A.; Gallart, J.; Fernández Viejo, G.; Pérez Estaún, A.; Álvarez Marrón, J. y ESCIN Group (1996): SEismic image of the Cantabrian Mountains in the western extension of the Pyrenean belt from integrated reflection and refraction data. *Tectonophysics*, 264: 1-19.
- Pulgar, J.A.; Pérez Estaún, A.; Gallart, J.; Álvarez Marrón, J.; Gallastegui, J.; Alonso, J.L. y ESCIN Group (1997): The ESCIN-2 deep seismic reflection profile: a traverse across the Cantabrian Mountains adjacent Duero Basin. *Rev. Soc. Geol. España*, 8: 383-394.
- Ramírez del Pozo, J. (1969): Bioestratigrafía y paleogeografía del Jurásico de la costa asturiana (zona de Oviedo - Gijón - Villaviciosa). *Bol. Geol. Min.*, 80(4): 19-44.
- Ramírez del Pozo, J. (1972). Algunas precisiones sobre la bioestratigrafía, paleogeografía y micropaleontología del cretácico asturiano (Zona de Oviedo-Infiesto-Villaviciosa-Gijón). *Boletín Geológico y Minero*, 83 (2); 122-166.
- Suárez Rodríguez, A. (1988). Estructura del área Villaviciosa-Libardón (Asturias, Cordillera Cantábrica). *Trabajos de Geología*, 17: 87-98.
- Truyols, J. y García-Ramos, J. C. (1992). El Terciario de la Cuenca de Oviedo y el yacimiento de vertebrados de Llamaquique. *Bol. Cien. Nat. I.D.E.A.*, 41: 77-99.
- Vergés, J., Millán, H., Roca, E., Muñoz, J.A., Marzo, M., Cirés, J., Den Bezemer, T., Zoetemeijer, R. y Cloeting, S. (1995): Eastern Pyrenees and related foreland basins: pre-,syn- and post-collisional crustal-scale cross-section. *Mar. Petrol. Geol.*, 12 (8): 893-915.
- Wagner, R. y Martínez García, E. (1982). Description of an early Permian flora from Asturias ad comments on similar occurrences in the Iberian Peninsula. *Trabajos de Geología*, 12: 273-287.

## ANEXO COORDENADAS

### Coordenadas de las paradas de la salida de campo

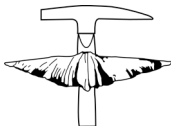
<b>Parada 1</b>	43° 22' 06.50" N	5° 47' 02.63" O
<b>Parada 2</b>	43° 23' 32.67" N	5° 34' 37.13" O
<b>Parada 3</b>	43° 31' 54.21" N	5° 18' 12.62" O
<b>Parada 4</b>	43° 27' 38.88" N	5° 01' 49.53" O
<b>Parada 5</b>	43° 27' 09.91" N	5° 12' 37.66" O







## PATROCINADORES



Dpto. de Geología  
Univ. de Oviedo



UNIVERSIDAD  
OVIEDO



Fundación Universidad de Oviedo



AYUNTAMIENTO  
DE OVIEDO



AUDITORIO  
PRÍNCIPE FELIPE  
PALACIO DE CONGRESOS  
OVIEDO



Colegio Oficial de  
Geólogos Asturias



PRINCIPADO DE ASTURIAS



Ayuntamiento  
Gozón