

## GUÍA DE CAMPO

# LA MÉLANGE DEL PORMA. IMPLICACIONES EN LA EVOLUCIÓN ESTRUCTURAL DE LA ZONA CANTÁBRICA.

Juan Luis Alonso<sup>(1)</sup>  
Alberto Marcos<sup>(1)</sup>  
Ángela Suárez<sup>(2)</sup>

<sup>(1)</sup>Departamento de Geología, Universidad de Oviedo.

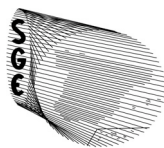
<sup>(2)</sup>Instituto Geológico y Minero de España, León,



XXI REUNIÓN DE LA COMISIÓN DE TECTÓNICA DE LA SOCIEDAD  
GEOLOGICA DE ESPAÑA. Cistierna, 24-26 de Septiembre de 2009



DEPARTAMENTO  
DE  
GEOLOGÍA



SOCIEDAD  
GEOLOGICA  
DE ESPAÑA



Instituto Geológico  
y Minero de España

## INDICE

### **LA MÉLANGE DEL PORMA. IMPLICACIONES EN LA EVOLUCIÓN**

#### **ESTRUCTURAL DE LA ZONA CANTÁBRICA.**

<i>Resumen</i> .....	1
----------------------	---

#### **LA MÉLANGE DEL PORMA.**

INTRODUCCIÓN.....	3
SITUACIÓN GEOLÓGICA .....	4
COMPOSICIÓN Y ESTRUCTURA DE LA MÉLANGE DEL PORMA .....	9
GRADO DE LITIFICACIÓN DURANTE LA DEFORMACIÓN: ESTRUCTURA INTERNA DE LOS BLOQUES .....	14
<b>EL ORIGEN DE LA MÉLANGE DEL PORMA: DESMORONAMIENTO PROGRESIVO DEL FRENTE DE LOS MANTOS POR COLAPSO GRAVITACIONAL.....</b>	<b>15</b>
<b>INTERPRETACIÓN GENERAL DE LA MÉLANGE.....</b>	<b>16</b>

### **IMPLICACIONES DE LA MÉLANGE DEL PORMA EN LA EVOLUCIÓN**

#### **ESTRUCTURAL DE LA ZONA CANTÁBRICA.....21**

#### **PARADAS DE LA EXCURSIÓN.....28**

#### **BIBLIOGRAFÍA.....32**

#### **NOTAS.....37**

#### **LISTA DE PARTICIPANTES.....40**

# **LA MÉLANGE DEL PORMA. IMPLICACIONES EN LA EVOLUCIÓN ESTRUCTURAL DE LA ZONA CANTÁBRICA.**

## **Resumen**

La Mélange u ¿olistostroma? del Porma es una formación de espesor kilométrico que consiste en una mezcla "aparentemente" caótica de bloques de edades muy diversas (Cámbrico a Carbonífero superior) y tamaños muy variables (centimétricos a kilométricos) incluidos en una matriz pelítica con clivaje escamoso. La mayoría de los bloques son el resultado de un proceso de boudinage con extensión en dos direcciones subperpendiculares, dando lugar a boudins equidimensionales en planta (estructura en tabletas de chocolate), con valores de extensión generalmente por encima del 300%. En la sección transversal a la estratificación, los boudins muestran formas diversas (rectangulares, romboidales, triangulares, trapezoidales, con bordes en punta de flecha) debido a diversas combinaciones de fracturas de extensión (grietas) y fallas extensionales. También son comunes las estructuras tipo "pinch-and-swell" con bloques en forma de platillo volante (elipsoide oblato). En nuestra interpretación se propone un origen de la mélange a partir de deslizamientos submarinos en el frente orogénico, en donde los diferentes rasgos estructurales de la mélange están determinados por el grado de litificación de las rocas durante su deslizamiento gravitacional. La fuente de la mayor parte de la mélange estuvo en los sedimentos sintectónicos semilitificados del Manto de Bodón, que sufrieron una deformación frágil-dúctil (boudinage) durante el deslizamiento gravitacional. No obstante, unos pocos bloques usualmente de mayor tamaño y edades más antiguas (bloques exóticos) irrumpieron en la cuenca como bloques individuales procedentes de las formaciones bien litificadas de la parte basal de dicho manto, con mayor resistencia friccional y menos proclives al deslizamiento gravitacional. La distribución estadística de los bloques procedentes de diferentes formaciones de los mantos sugiere deslizamientos progresivamente más profundos (unroofing) durante la denudación del frente orogénico.

Por otro lado, la ubicación de la mélange del Porma en un contexto geológico más amplio conlleva una nueva visión estructural de la Zona Cantábrica, así como una nueva subdivisión en dominios geológicos para dicha zona. El sector del valle del Porma donde aflora la mélange ha sido tradicionalmente asignado a la Cuenca Carbonífera Central, pero es equivalente a la Formación Maraña de la Región del Pisuerga-Carrión. Entre la Mélange del Porma y la Cuenca Carbonífera Central se

sitúa la Falla de León, una estructura muy controvertida que reúne todas las características de un cabalgamiento cortando en fuera de secuencia, el cual duplica en el mapa las unidades tectónicas previas. De ese modo, los mantos de la denominada Región del Ponga o de Mantos son las mismas unidades tectónicas que las de la Unidad de Bodón de la Región de Pliegues y Mantos, lo que conlleva una sustancial modificación de la división previa en dominios de la Zona Cantábrica, así como de las secuencias de emplazamiento de los mantos y de la evolución tectonoestratigráfica durante el Carbonífero. Siguiendo esta interpretación se obtiene un modelo paleogeográfico sencillo para la cuenca preorogénica, ya que las anomalías paleogeográficas de dicha cuenca desaparecen cuando se lleva cabo una retrodeformación considerando la nueva interpretación de la Falla de León.

# LA MÉLANGE DEL PORMA

## Introducción

Frecuentemente, los grandes mantos submarinos, tanto los situados sobre corteza continental en “foreland thrust belts”, como los desarrollados en prismas de acreción sobre corteza oceánica cobijan formaciones rocosas que consisten en una mezcla de arcillas o pizarras con fragmentos dispersos de otras rocas más duras de tamaños y edades muy diversos y sin orden aparente. Ejemplos de este tipo de formaciones se encuentran en prismas de acreción como los de Japón y San Francisco y también en foreland thrust-belts (por ejemplo bajo los Prealpes, el Manto Ligur en los Apeninos, el Klippe Tacónico y algunos grandes mantos cantábricos).

Estas formaciones caóticas han sido denominadas mélanges y olistostromas y estos diferentes términos derivan de la diferente interpretación sobre su origen. Así, el término mélange fue introducido por Greenly (1919), quién pensaba que las mélanges habían sido generadas por fragmentación tectónica de una secuencia de capas con contrastes de competencia. El término olistostroma fue introducido por Flores en 1955, quien consideró a los olistostromas como un depósito sedimentario resultante de “debris flows” y deslizamientos submarinos.

El problema terminológico reside en que las mismas formaciones han sido consideradas mélanges por unos investigadores y olistostromas por otros y algunas mélanges clásicas han sido interpretadas como el producto de deslizamientos submarinos (Cowan, 1982) de modo que, para evitar la controversia terminológica, el Instituto Geológico Americano (AGI Glossary) propone una **definición de mélange** puramente descriptiva: “A body of rock characterized by blocks of all sizes, both exotic and native, embedded in a matrix of finer-grained material (Raymond, 1984). No genetic significance is implied”. Generalmente la gran mayoría del material de las mélanges suele tener una determinada edad (bloques nativos) y otros bloques minoritarios y de naturaleza y edad diferentes reciben el nombre de exóticos. En los olistostromas los bloques nativos y exóticos son denominados respectivamente endolistolitos y exolistolitos.

El significado de las mélanges ha sido muy debatido y la cuestión clave en la interpretación de estas formaciones, donde se ha centrado el debate en los últimos 60 años, es si son resultado de fragmentación tectónica en zonas de cizalla en la base de grandes mantos o son el resultado de deslizamientos submarinos en el talud frontal de dichos mantos (Fig. 1).

Aunque el término mélange está asociado a formaciones de estructura interna caótica, en la mélange del Porma dicho carácter caótico es sólo aparente. En primer

lugar se va a describir la forma, orientación y estructura interna de los bloques, así como la relación estructural entre bloques y matriz. Esta geometría ilustra el proceso que dió lugar a la formación de los bloques. Además, los bloques no están distribuidos al azar; la distribución estadística de bloques con diferente edad indica una denudación progresiva del frente del manto mediante sucesivos deslizamientos submarinos.

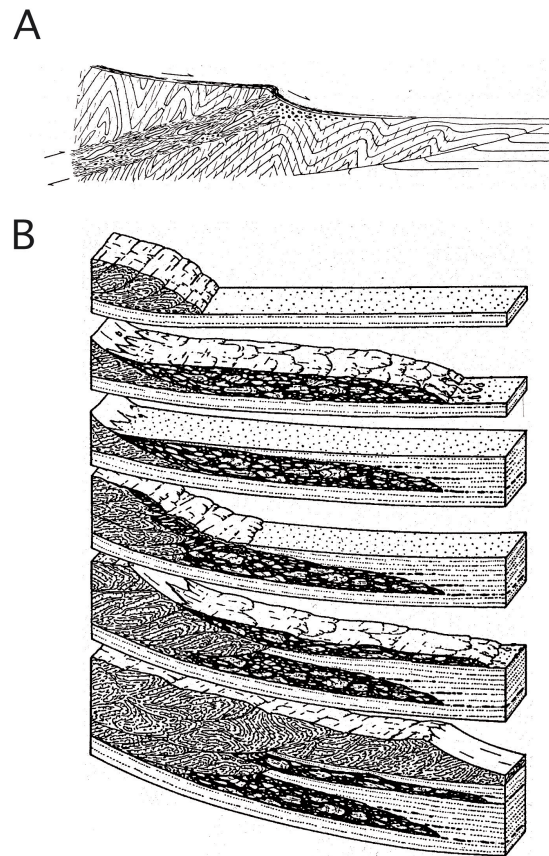


Fig. 1. (A) Modelo de formación de una mélangé en una zona de cizalla (Vollmer y Bosworth, 1984). (B) Emplazamiento de dos olistostromas durante el avance progresivo de láminas tectónicas (Elter y Trevisan, 1973).

## Situación geológica

La Mélangé del Porma (Alonso y otros, 2006) se ubica en la rama sur de la Zona Cantábrica, bajo el Manto de Forcada, sobre el cual se sitúa el Manto de Bodón (Figs. 2 y 3). Hacia el SE, ambos mantos están limitados por la Falla del Porma, interpretada como una “tear fault” relacionada con su emplazamiento, ya que no existe correlación estructural entre los mantos situados a ambos lados de la misma (Alonso, 1987). Este y otros criterios cinemáticos han permitido determinar una

dirección de transporte hacia el NE para los mantos en la rama Sur de la Zona Cantábrica (Arboleya, 1978; Alonso y otros, 1989).

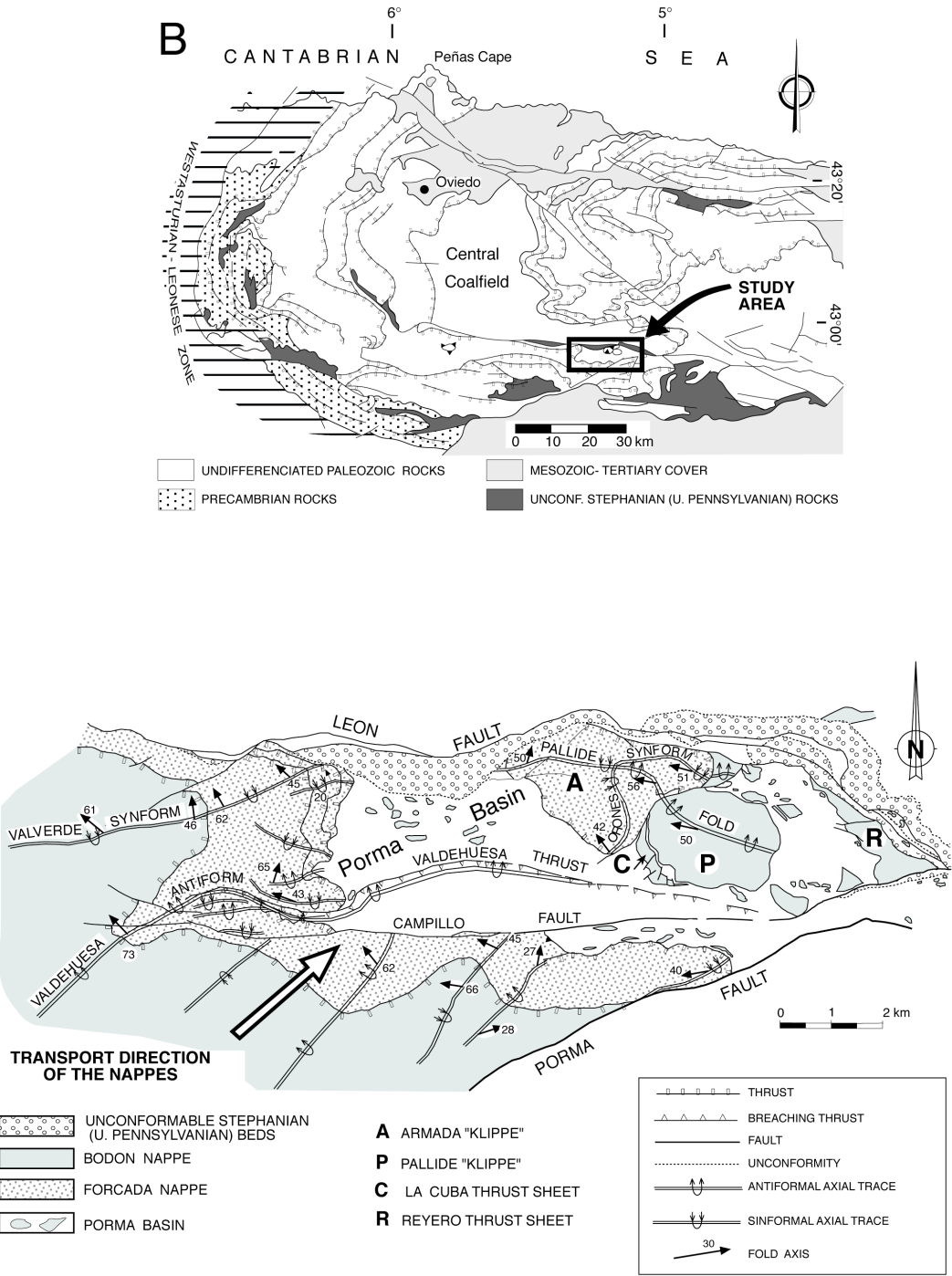
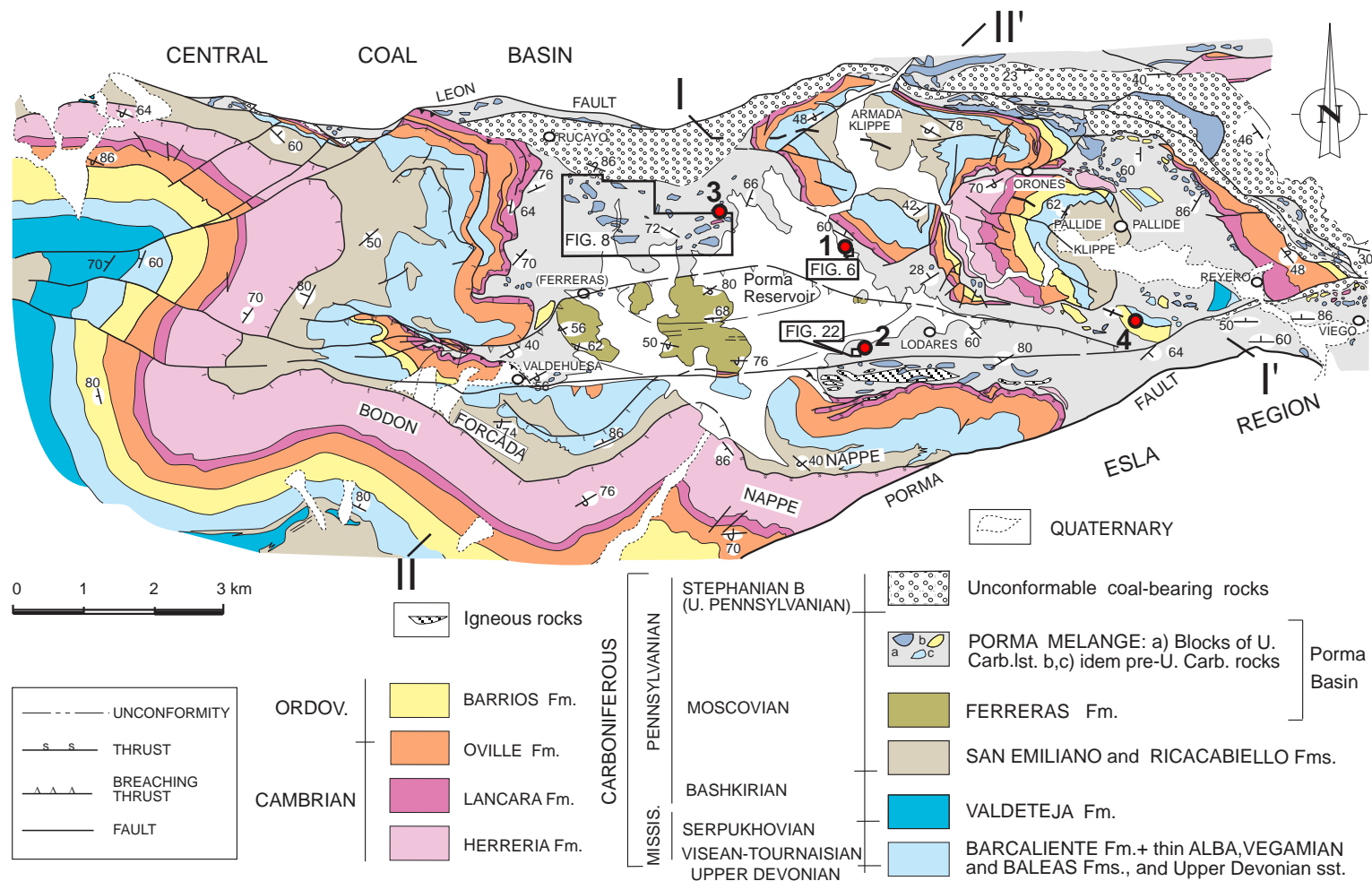


Fig. 2. Esquema estructural del área del Porma mostrando los nombres de las principales estructuras.



### ● 1, 2, 3 y 4.- PARADAS

Fig. 3. Mapa Geológico del área del Porma. I-I' y II-II': situación de los cortes geológicos de la figura 5.

La sucesión estratigráfica de los mantos de Bodón y Forcada es bien conocida desde Comte (1959) y se muestra en la Fig. 4. Ambos mantos contienen una sucesión que va desde el Cámbrico inferior al Carbonífero, con una gran laguna estratigráfica debido a la erosión relacionada con una discordancia de bajo ángulo del Devónico más superior. Esta laguna es mayor en el Manto de Forcada que en el Manto de Bodón.

Bajo el Manto de Forcada se sitúa la mélange del Porma, que tiene un espesor de aproximadamente 1km. La mélange se apoya sobre una sucesión turbidítica conocida como Formación Ferreras (Suárez y otros,1996).

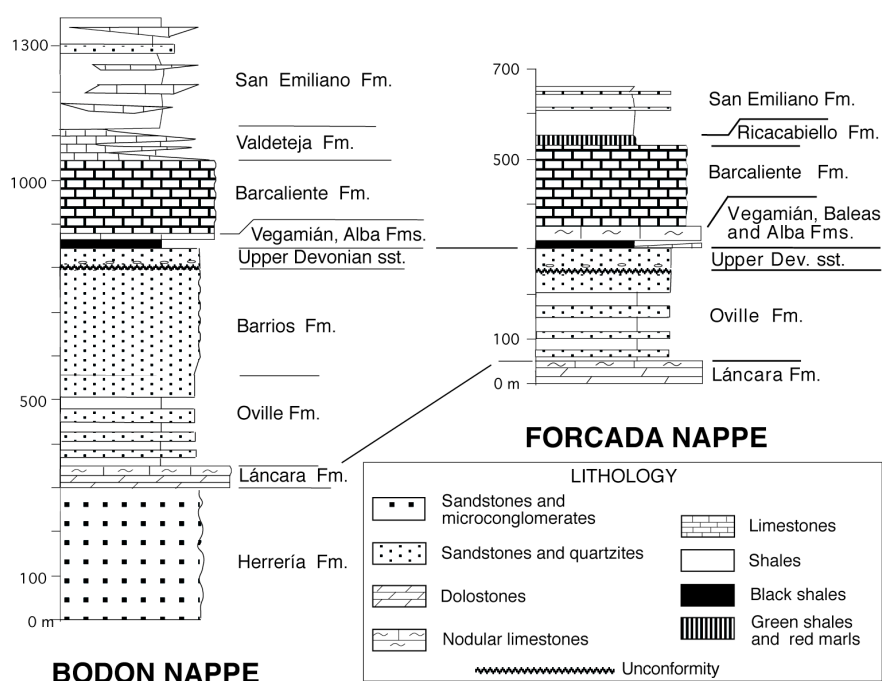


Fig. 4. Columnas estratigráficas de los mantos de Bodón y Forcada según Comte (1959), Sjerp (1967), Wagner (1963) y Wagner y otros (1971).

La estructura del área del Porma se muestra en la Fig. 5. Los cabalgamientos de Bodón y Forcada exhiben rellanos de bloque superior e inferior, aunque la relación del Cabalgamiento de Forcada con su autóctono está enmascarada en la parte sur debido al truncamiento de dicho cabalgamiento por la falla tardía del Campillo (Figs. 3 y 5). Ambos mantos junto con su autóctono relativo están plegados conjuntamente

por varios pliegues reclinados, cuyas trazas axiales y ejes se muestran en la Fig. 2. Los dos pliegues más importantes (Antiforme de Valdehuesa y Sinforme de Valverde) están generados por el cabalgamiento cortando en fuera de secuencia de Valdehuesa a modo de pliegue de propagación de dicho cabalgamiento, el cual está volcado como ocurre generalmente en la rama sur de la Zona Cantábrica (Figs. 2 y 5).

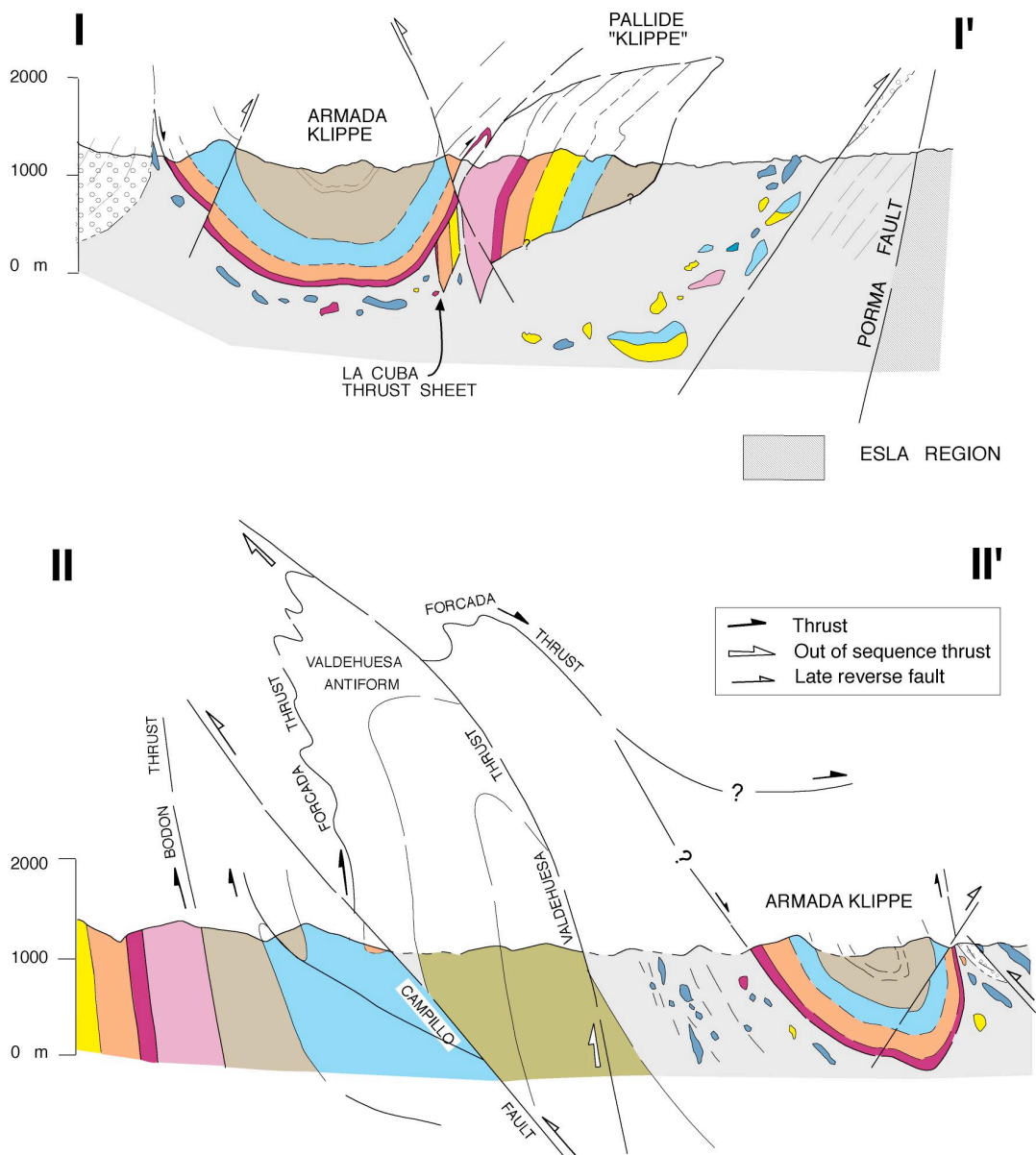


Fig. 5. (I-I') Corte geológico a través de los klippe de Armada y Pallide (Suárez y otros, 1996). (II-II') Corte geológico en la dirección de transporte de los mantos. Situación y leyenda estratigráfica en la figura 3.

## Composición y estructura de la Mélange del Porma

La Mélange del Porma es una formación mayoritariamente lutítica, que contiene una mezcla aparentemente caótica de bloques con litología, tamaño y edad muy diversos. Los bloques más comunes son de calizas y grauvacas pertenecientes a la sucesión sinorogénica del Carbonífero Superior, aunque también hay bloques esporádicos con edades que van desde el Cámbrico hasta el Carbonífero Inferior. Es preciso señalar que algunos de los bloques de la mélange (areniscas del Cámbrico Inferior, cuarcitas ordovícicas y calizas masivas del Carbonífero, pertenecientes a la Formación Valdeteja), sólo pueden proceder del Manto de Bodón y no del de Forcada, ya que el Manto de Bodón es el único que contiene dichas formaciones (Figs. 3 y 4).

Aunque a primera vista la Mélange del Porma parece una formación caótica, una observación más detenida nos muestra que está compuesta de dos diferentes cuerpos rocosos. La mayor parte de la mélange consiste en una sucesión estratigráfica aboudinada de edad Moscoviense con muy altos valores de extensión, generalmente por encima del 300%, de modo que es difícil reconocer las capas originales. También pueden encontrarse algunos pliegues, a veces del tipo slump-fold, aunque son escasos. Esta sucesión incluye bloques dispersos con edades más antiguas. En su conjunto, la Mélange del Porma puede interpretarse como un apilamiento de deslizamientos submarinos de material semilitificado (secuencia aboudinada) en la que se intercalan bloques más antiguos deslizados individualmente (bloques exóticos).

En la Fig. 6 se muestra un ejemplo de grauvacas aboudinadas, en donde se observa el papel jugado por las fracturas extensionales en el desarrollo de los bloques (boudins). Los bloques están limitados por fracturas de cizalla extensionales, las cuales también están presentes en el interior de los mismos. En sección, los boudins tienen formas rectangulares, romboidales, triangulares, trapezoidales, etc., dependiendo de si las fracturas que delimitan el bloque son paralelas o conjugadas. Uno de los boudins (e en la Fig. 6) tiene forma de barril al estar limitado por fracturas de extensión perpendiculares a las capas. La forma tridimensional de las fracturas se observa bien sobre las superficies de estratificación, en donde aparecen habitualmente dos familias de fracturas, cuyas líneas de intersección con la estratificación son subperpendiculares (Fig. 7). La orientación de las fracturas, sus estrías y la estratificación muestra que hubo extensión paralela a las capas en dos direcciones diferentes, lo cual es coherente con un clivage escamoso paralelo a la estratificación en la matriz lutítica, que evidencia un acortamiento perpendicular a las

capas. En tres dimensiones los boudins tienden a ser equidimensionales, como resultado de la extensión en dos direcciones. También se encuentran boudins de tipo “pinch-and-swell” indicativos de menor contraste de ductilidad entre capas adyacentes, los cuales tridimensionalmente tienen una forma de platillo volante (elipsoide oblato).

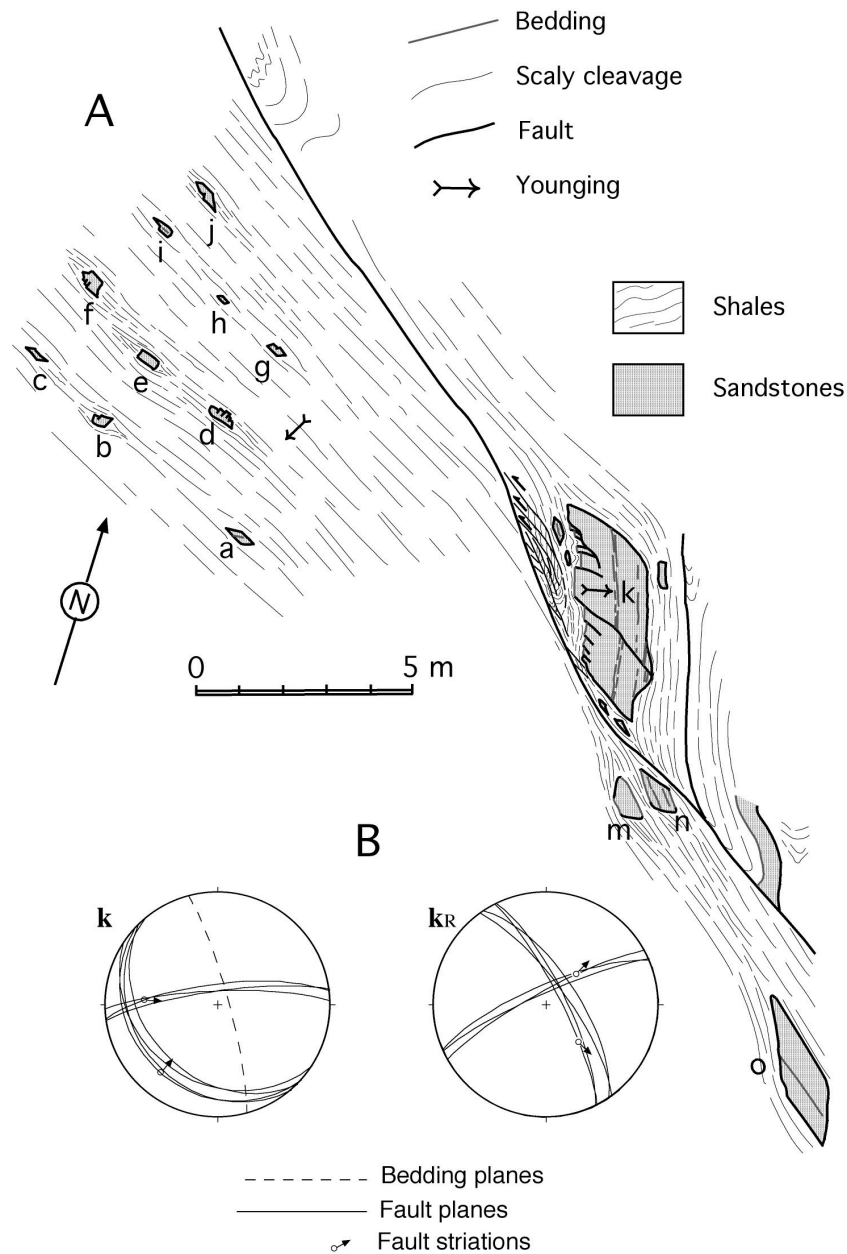


Fig. 6. (A) Capas de grauvaca aboudinadas incluidas en una matriz pizarrosa. Puede advertirse que el clivaje en las pizarras es paralelo a la alineación de fragmentos o bloques. Situación en la figura 3. (B) Estereogramas de los elementos estructurales del boudin **k** de la Fig. 6A. Estereograma **k**: disposición actual de las fallas extensionales y la estratificación; Estereograma **k<sub>R</sub>**: después de la restauración de la estratificación a la horizontal.



Fig. 7. Fotografía de la superficie de estratificación (muro) del boudin **d** de la Fig 6A. mostrando dos sets de fracturas extensionales.

En la Fig. 8 se puede observar la disposición de los bloques a escala hectométrica. Se trata de bloques de calizas carboníferas generalmente, excepto uno de calizas cámbricas, y otros irrepresentables de areniscas carboníferas, debido a su pequeño tamaño. La Fig. 9 muestra en mayor detalle un área seleccionada con bloques de caliza menores, de escala métrica a decamétrica, cuya forma y orientación es similar a la de los bloques de grauvaca de la Fig. 6. Todos los bloques muestran una orientación similar (Fig. 9 B) y los de la misma litología están aproximadamente alineados en escalera. La disposición en escalera de boudins rectangulares puede ser el resultado de la extensión de capas oblicuas a los ejes principales de la deformación (Ramsay, 1967), aunque en el caso de boudins romboidales la disposición en escalera se produce también en capas orientadas paralelamente al eje X en deformación coaxial (Mandal y Khan, 1991). El casi completo paralelismo de la estratificación en los bloques alargados y equidimensionales (Fig. 9 B) implica que la deformación fue esencialmente no rotacional, con el eje XY paralelo a las capas, como atestigua también el clivaje escamoso paralelo a la estratificación.

No obstante el carácter generalmente irrotacional de la deformación, en la base de la mélangé se han localizado algunas delgadas zonas de cizalla simple, con un espesor de hasta 2 metros (Figs. 8 y 10). Varios criterios cinemáticos indican

direcciones de desplazamiento variables en estas zonas de cizalla, hacia el NE, NW y SE.

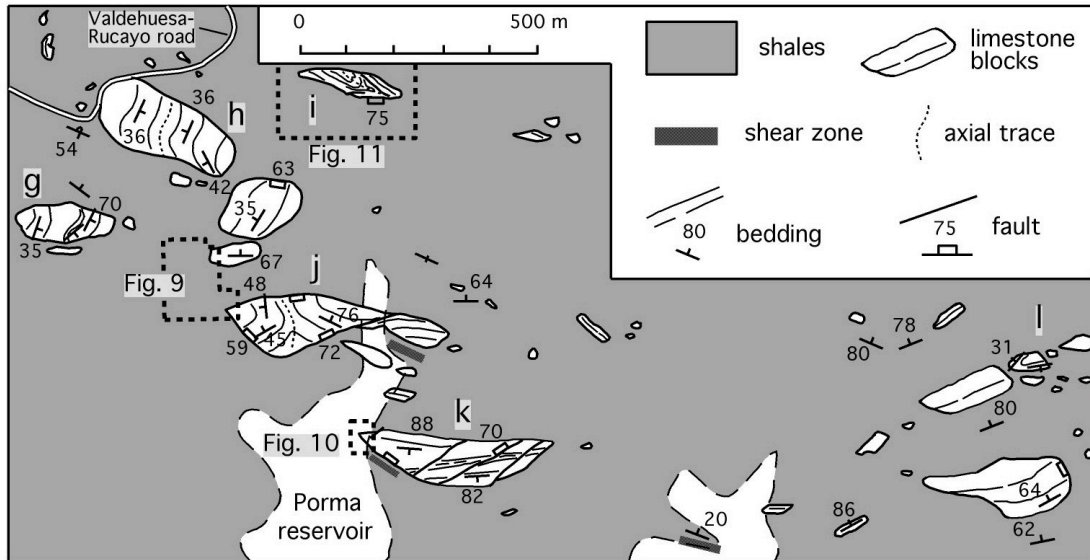


Fig. 8. Mapa geológico mostrando los bloques de la mélangé en la parte occidental de la Cuenca del Porma. Situación en la Figura 3.

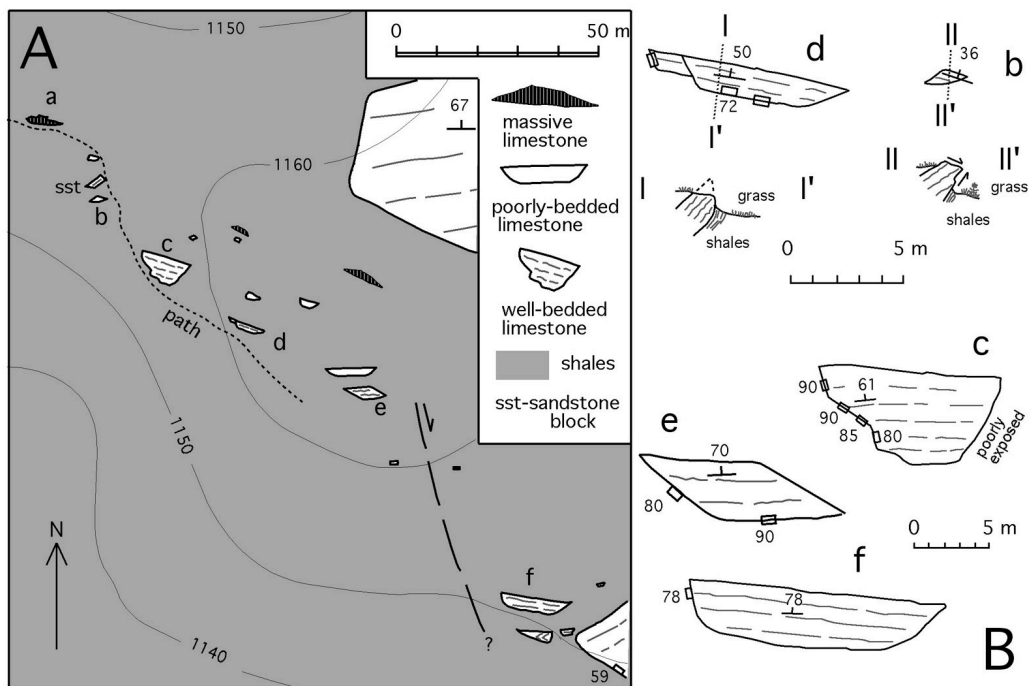


Fig. 9. (A) Disposición de algunos bloques menores de la Fig 8. (B) Esquemas detallados mostrando la forma y la orientación real de los bloques. I-I' y II-II': cortes geológicos de los bloques d y b.

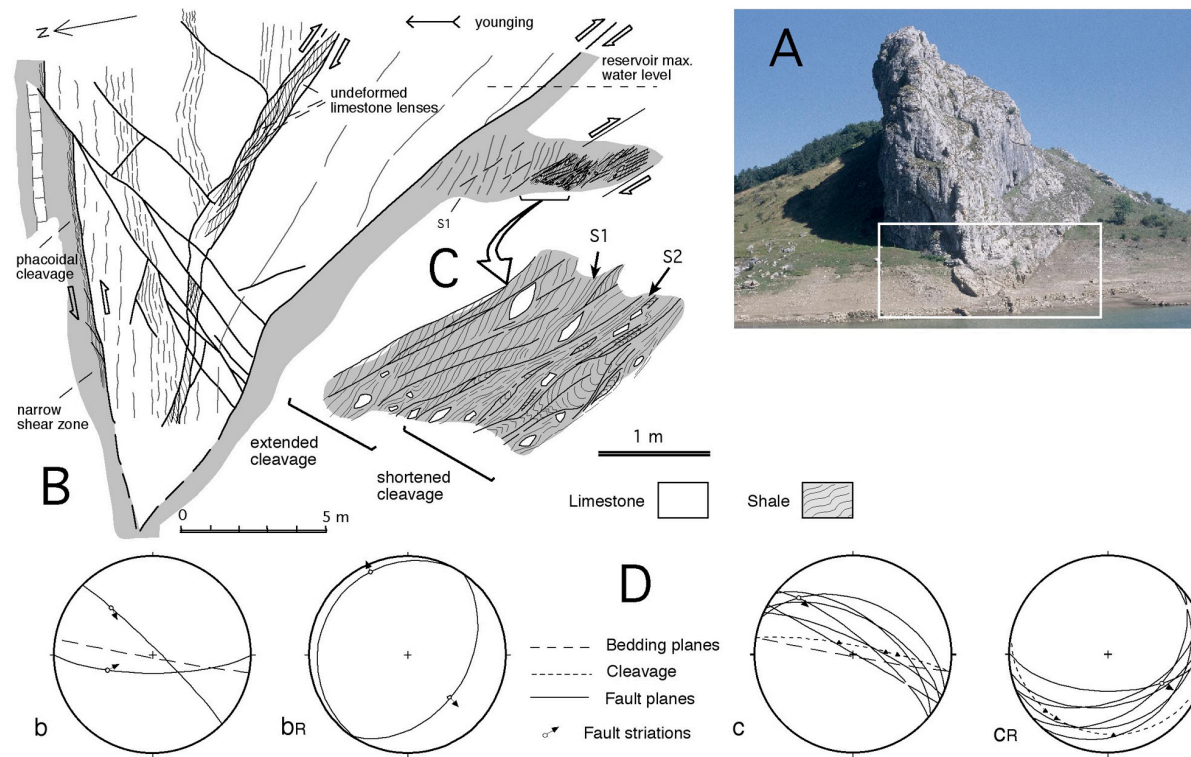


Fig. 10. (A) Fotografía de la terminación occidental de un megabloque calizo. Situación en la figura 3. (B) Ampliación del área enmarcada en A. (C) Ampliación de la zona de cizalla situada por debajo del megabloque. (D) Estereogramas de los elementos estructurales de la Fig 10 B y C. Los estereogramas con el subíndice (R) muestran la disposición de los elementos estructurales una vez restaurada la estratificación a la horizontal .

### ***Grado de litificación durante la deformación: estructura interna de los bloques.***

Las evidencias de ductilidad de la deformación en algunas litologías no sólo vienen atestiguadas por el desarrollo de boudinage, clivaje escamoso en la matriz lutítica, boudins tipo pinch-and-swell y la presencia esporádica de algunos pliegues tipo slump. Las fracturas que muestran habitualmente los bloques de grauvaca son del tipo de las denominadas fracturas hidroplásticas por Petit y Laville (1987). Se trata de fracturas cercanamente espaciadas, a escala centimétrica a decimétrica, desarrolladas comúnmente en la base litarenítica de capas turbidíticas, fracturas que se amortiguan hasta desaparecer hacia la parte lutítica del techo de dichas capas, la cual debió sufrir deformación dúctil. A veces las fracturas son cóncavas hacia abajo, techándose en un despegue situado en el interior de la capa.

En contraste con los bloques de areniscas carboníferas, los bloques de caliza carbonífera muestran usualmente una deformación interna mucho más frágil, con fracturas mucho más ampliamente espaciadas que en los bloques de litarenitas y sin cambios notables de desplazamiento, y también son comunes los bloques sin fracturación interna (Fig. 8, bloque h por ejemplo). En coherencia con su estructura interna, el tamaño de los bloques de caliza es estadísticamente mucho mayor que el de los bloques de arenisca. Este diferente comportamiento mecánico entre calizas y areniscas puede ser atribuido al hecho bien conocido que las calizas se litifican mucho más rápidamente que las areniscas (Tucker, 1991).

Los bloques constituidos por las rocas más antiguas (Cámbrico a pre-Moscoviense) son los de mayor tamaño, independientemente de si las rocas son carbonatadas o no, y son bloques constituidos por una o varias formaciones. Estos bloques no se presentan como boudins, sino como bloques exóticos incluidos en las lutitas sinorogénicas. Algunos bloques muestran pliegues previos, cortados por las fallas que delimitan tales bloques (Fig. 11).

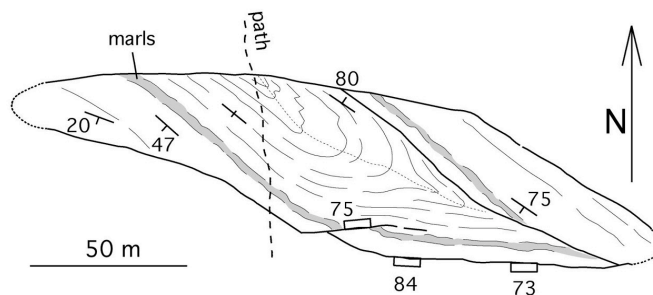


Fig. 11. Bloque calizo con un pliegue previo preservado. Situación en la figura 8

## **El origen de la Mélange del Porma: desmoronamiento progresivo del frente de los mantos por colapso gravitacional.**

Como se indicó en la introducción, la interpretación de las mélanges ha suscitado una larga controversia, particularmente sobre si la ruptura de las formaciones originales es el resultado de zonas de cizalla relacionadas con cabalgamientos o fue producida por deslizamientos gravitacionales. La Mélange del Porma proporciona los siguientes argumentos en favor del colapso gravitacional y en contra de una zona de cizalla relacionada con los cabalgamientos:

### *Procedencia de los bloques*

La Mélange del Porma está cobijada por el Manto de Forcada. Si la mélangue fuese una zona de cizalla relacionada con dicho manto, habría arrancado preferentemente bloques de la base del mismo, situada en un rellano de las calizas cámbricas de la Formación Láncara. Sin embargo, la mayor parte de los bloques constituidos por formaciones pre-Moscovienses (areniscas del Cámbrico Inferior, cuarcitas ordovícicas de la Formación Barrios y Calizas de la Formación Valdeteja) no están presentes en el Manto de Forcada y deben proceder del Manto de Bodón, situado sobre el anterior (Fig. 2).

### *Elipsoide de aplastamiento*

Un marco geológico compatible con extensión en dos direcciones horizontales y acortamiento vertical es un colapso gravitacional sin confinamiento lateral (gravitational spreading), en contraste con la deformación usualmente plana de las zonas externas de los cinturones orogénicos, sin elongación lateral significativa.

### *Distribución cartográfica de las edades de los bloques*

Las edades de los bloques sobre el mapa (Fig. 12) no se distribuyen al azar. La proporción de bloques más antiguos es mucho mayor hacia el antepaís, lo que sugiere un colapso temprano de la parte superior del Manto de Bodón y el progresivo desmantelamiento del frente mediante sucesivos deslizamientos submarinos (Fig. 13).

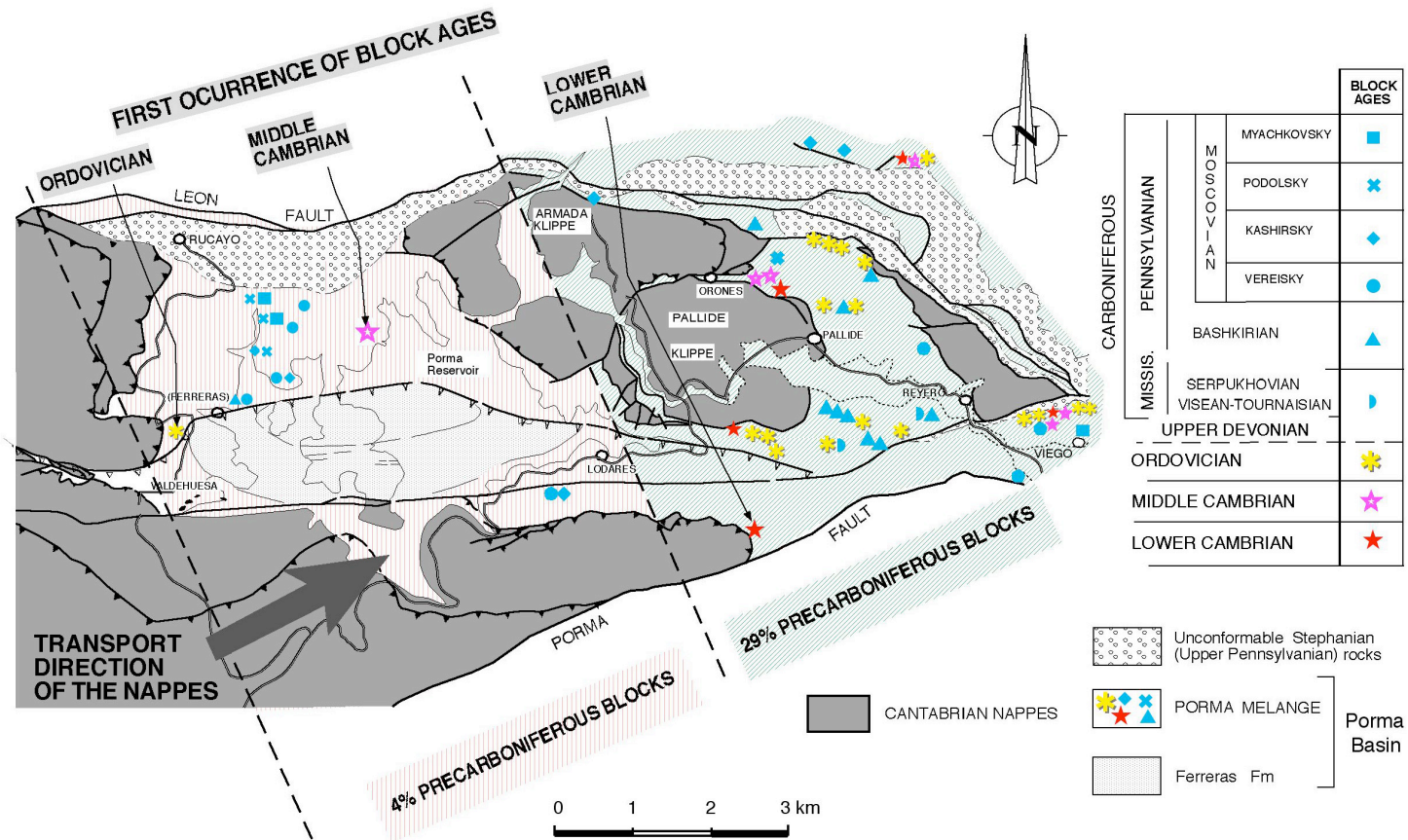


Fig. 12. Distribución de las edades de los bloques en la Mélange del Porma. Arriba: primera aparición de bloques con edades cambro-órdovícicas. Abajo: proporción de bloques con edades pre-Carboníferas.

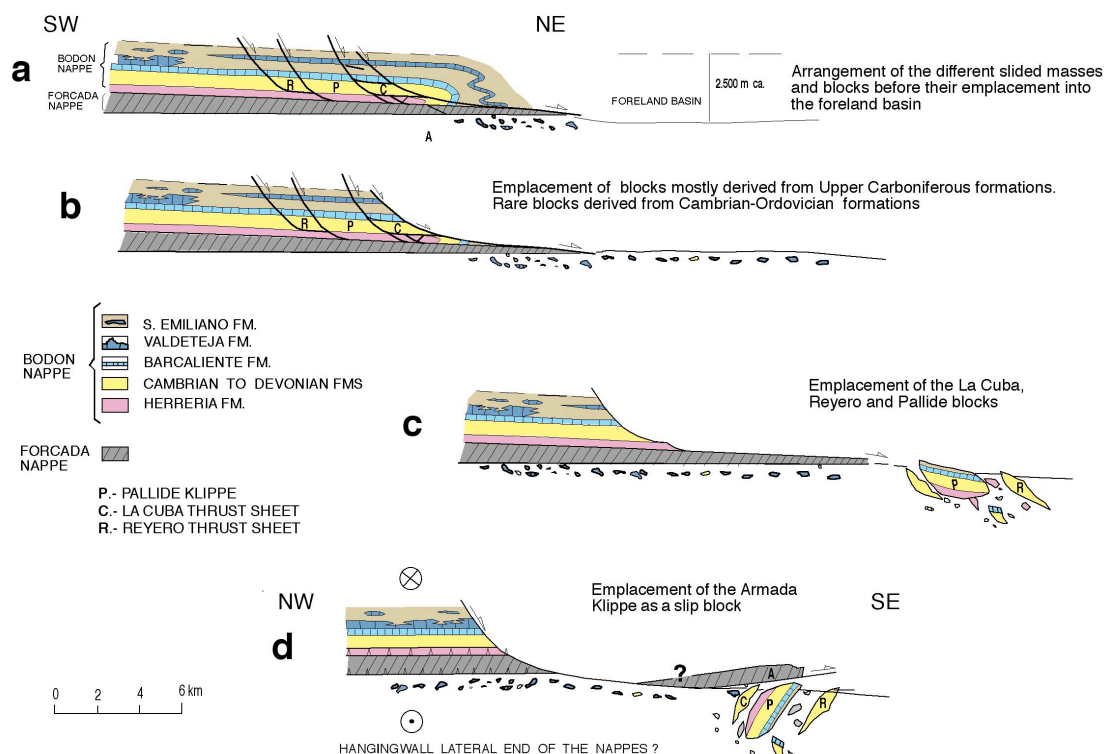


Fig. 13. Reconstrucción idealizada del frente orogénico y de la secuencia de emplazamiento del material deslizado en la cuenca del Porma.

## Interpretación general de la mélangé

En la Fig. 14 se muestra la interpretación general de la mélangé, en donde todos los rasgos de este tipo de formaciones se explican en función del grado de litificación de las rocas, ya que el grado de litificación determinaría el tipo de deformación durante el colapso gravitacional en taludes submarinos. La parte superior del manto, aún no bien litificada, se habría deformado mediante boudinage, debido al colapso o "spreading" gravitacional, con cizalla pura predominando en la mayor parte del cuerpo deslizado, movimiento que se produce sobre zonas de cizalla simple basales. Un símil sería la deformación de un casquete glaciar. En el modelo de la figura 14 se propone un nuevo significado para los bloques nativos y exóticos. Consideramos que los bloques nativos son mayoritarios porque los sedimentos menos litificados, situados en la parte superior del manto, son más fácilmente colapsables, ya que el grado de litificación determina el grado de cohesión, el cual probablemente es el principal factor que determina la facilidad para el colapso

gravitacional. Según esta propuesta, todo el material de la mélange sería en realidad exótico a la cuenca.

Unos pocos bloques entraron en la cuenca como bloques individuales caídos o deslizados desde formaciones bien litificadas (bloques exóticos), originalmente situadas en la parte baja de los mantos. Los bloques mayores del Porma, tradicionalmente denominados klippe, y que alcanzan dimensiones de varios kilómetros (Fig. 2), también pueden considerarse bloques deslizados. Aquellos cuya estratigrafía es correlacionable con el Manto de Bodón (Pallide, La Cuba y Rezero, Figs.2 y 3) muestran una geometría no acorde con las reglas de los cabalgamientos, ya que su cabalgamiento basal sube y baja alternativamente en la sucesión estratigráfica en la dirección de transporte tectónico (Fig. 5).

Respecto al “klippe” de Armada, correlacionable con el Manto de Forcada desde el punto de vista estratigráfico, aunque su contacto basal es un rellano situado en las calizas cámbricas, los diversos criterios cinemáticos que aparecen en su superficie basal indican un transporte hacia el sureste, que es perpendicular a la dirección de emplazamiento de los mantos en la rama sur de la Zona Cantábrica. Una panorámica idealizada de la cuenca del Porma durante el depósito de la mélange se muestra en la figura 15.

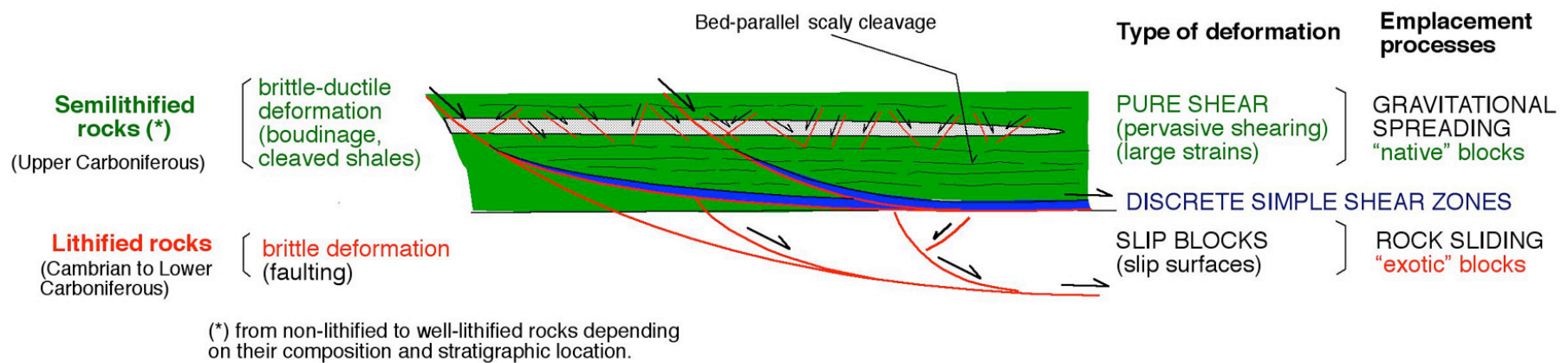


Fig. 14. Modelo que ilustra los procesos involucrados en el emplazamiento de la Mélange del Porma, dependientes del grado de litificación de los sedimentos.

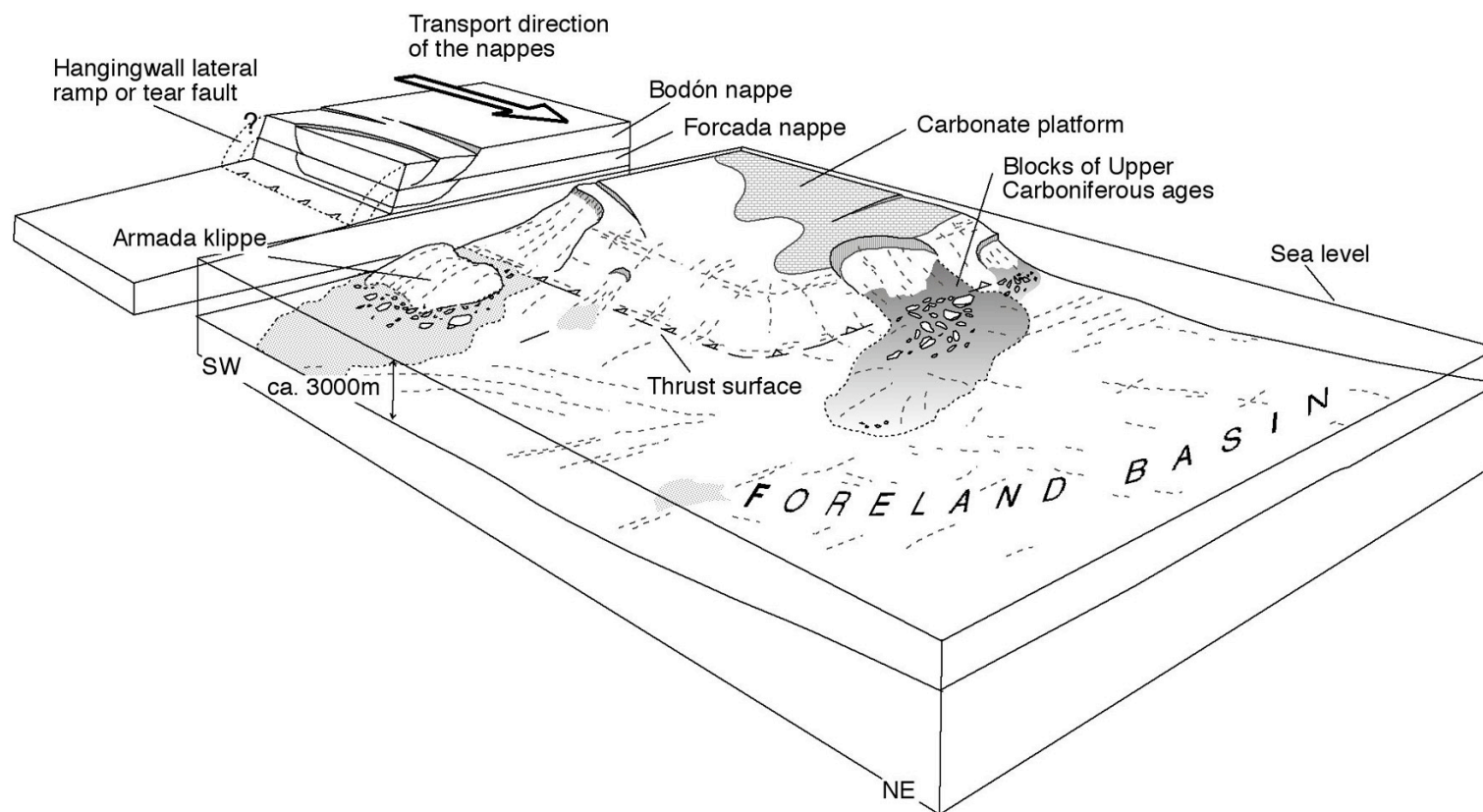


Fig. 15. Vista panorámica idealizada de la cuenca del Porma durante el depósito de la mélangé.

## **IMPLICACIONES DE LA MÉLANGE DEL PORMA EN LA EVOLUCIÓN ESTRUCTURAL DE LA ZONA CANTÁBRICA.**

La ubicación de la Mélange del Porma en el contexto geológico más amplio de la Zona Cantábrica (Fig. 16), conlleva una nueva visión estructural para dicha zona, así como una nueva subdivisión en dominios geológicos de la misma.

El sector del valle del Porma donde aflora la mélange ha sido tradicionalmente asignado a la Cuenca Carbonífera Central (Julivert, 1967; Aller, 1986; Barba, 1991; Heredia, 1991, entre otros) (Fig. 17), pero sus facies desorganizadas (Suárez y otros, 1996; Alonso y otros, 2006) la hacen equivalente a la Formación Maraña (Heredia, 1991) de la Región del Pisuerga-Carrión, en contraste con la sucesión carbonífera bien estratificada de la Cuenca Carbonífera Central. Entre la Mélange del Porma y la Cuenca Carbonífera Central se sitúa la Falla de León (De Sitter, 1962; Marcos, 1968), una estructura muy controvertida que ha sido interpretada como una falla sinsedimentaria durante el Devónico y Carbonífero (De Sitter, 1962; Rupke 1965; Sjerp 1967; Evers 1967, Raven 1983; Savage 1979, Nijman y Savage, 1989), como una falla de desgarre controlando la sedimentación carbonífera (Kullmann y Schönenberg, 1978; Heward y Reading, 1980). simplemente como una falla de desgarre tardivarisca (Marcos, 1968 a, b; 1979; Lobato, 1975; Julivert, 1967, 1971b, Julivert y otros., 1977; Aller, 1986, Alonso, 1987; Rodríguez Fernández y Heredia, 1987, 1988; y Rodríguez Fernández, 1991).

Los autores de esta guía consideramos que la falla reúne todas las características de un cabalgamiento cortando en fuera de secuencia (Alonso y otros, 2009), el cual duplica en el mapa las unidades tectónicas previas (Figs. 18 y 19). De ese modo, los mantos de la denominada Región de Mantos (Julivert, 1967) o del Ponga (Julivert, 1971) o son las mismas unidades tectónicas que las de la Unidad de Bodón de la Región de Pliegues y Mantos por Julivert (1967), lo que conlleva una sustancial modificación de la división en dominios previa de la Zona Cantábrica (Fig. 20), así como de las secuencias de emplazamiento de los mantos hasta ahora propuestas (Pérez Estaún y Bastida, 1990) y de la evolución tectonoestratigráfica durante el Carbonífero (Marcos y Pulgar, 1982).

La duplicación sobre el mapa de los mantos previos, como consecuencia de su truncamiento por el cabalgamiento más tardío de León, da lugar a aparentes inversiones paleogeográficas en los mapas (Fig. 21). Cuando se lleva cabo una retrodeformación considerando la nueva interpretación de la Falla de León (Alonso y otros, 2009) desaparecen estas anomalías paleogeográficas, obteniéndose un modelo paleogeográfico sencillo para la cuenca preorogénica.

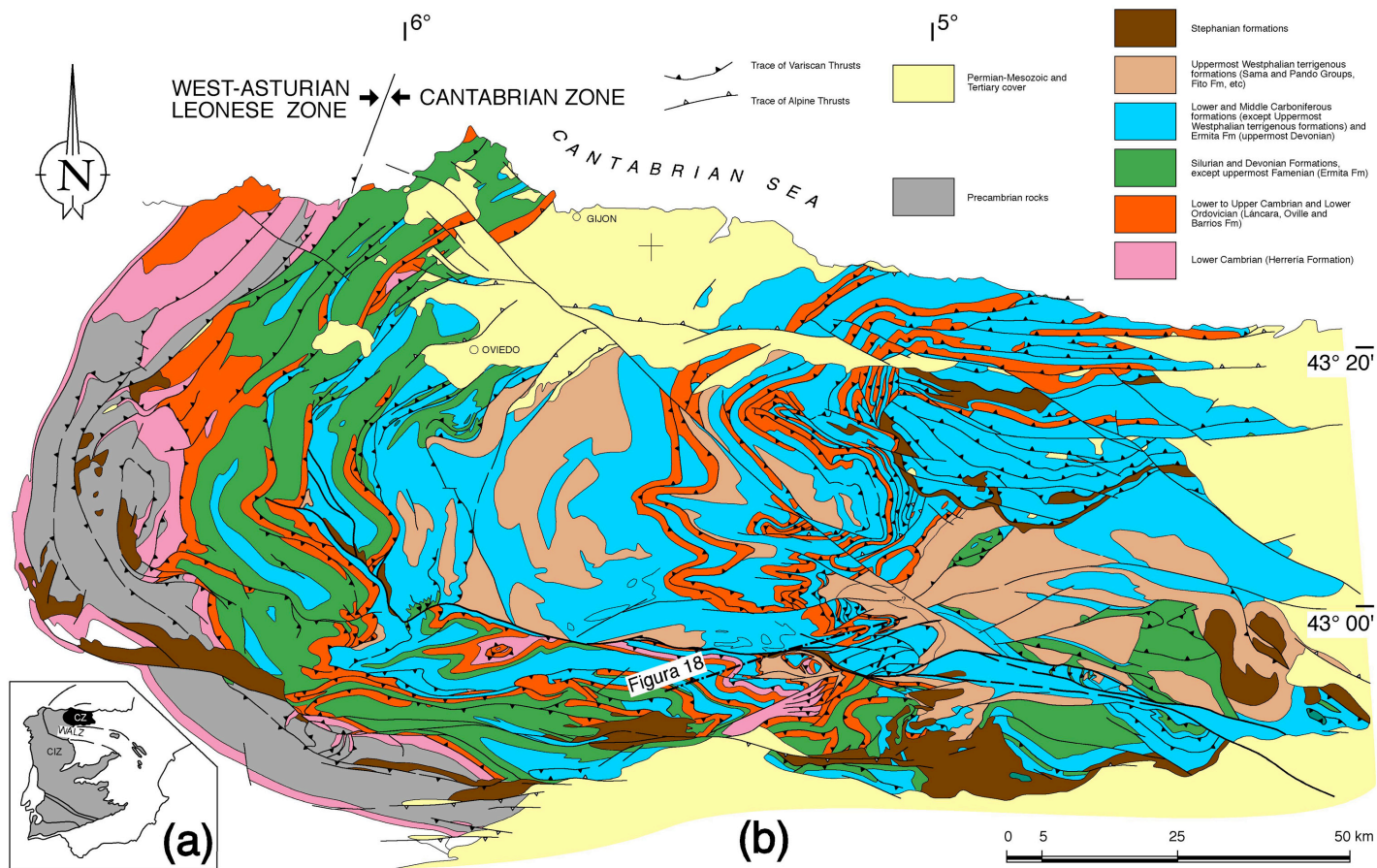


Fig. 16. Mapa Geológico de la Zona Cantábrica, mostrando la situación del corte geológico de la figura 18.

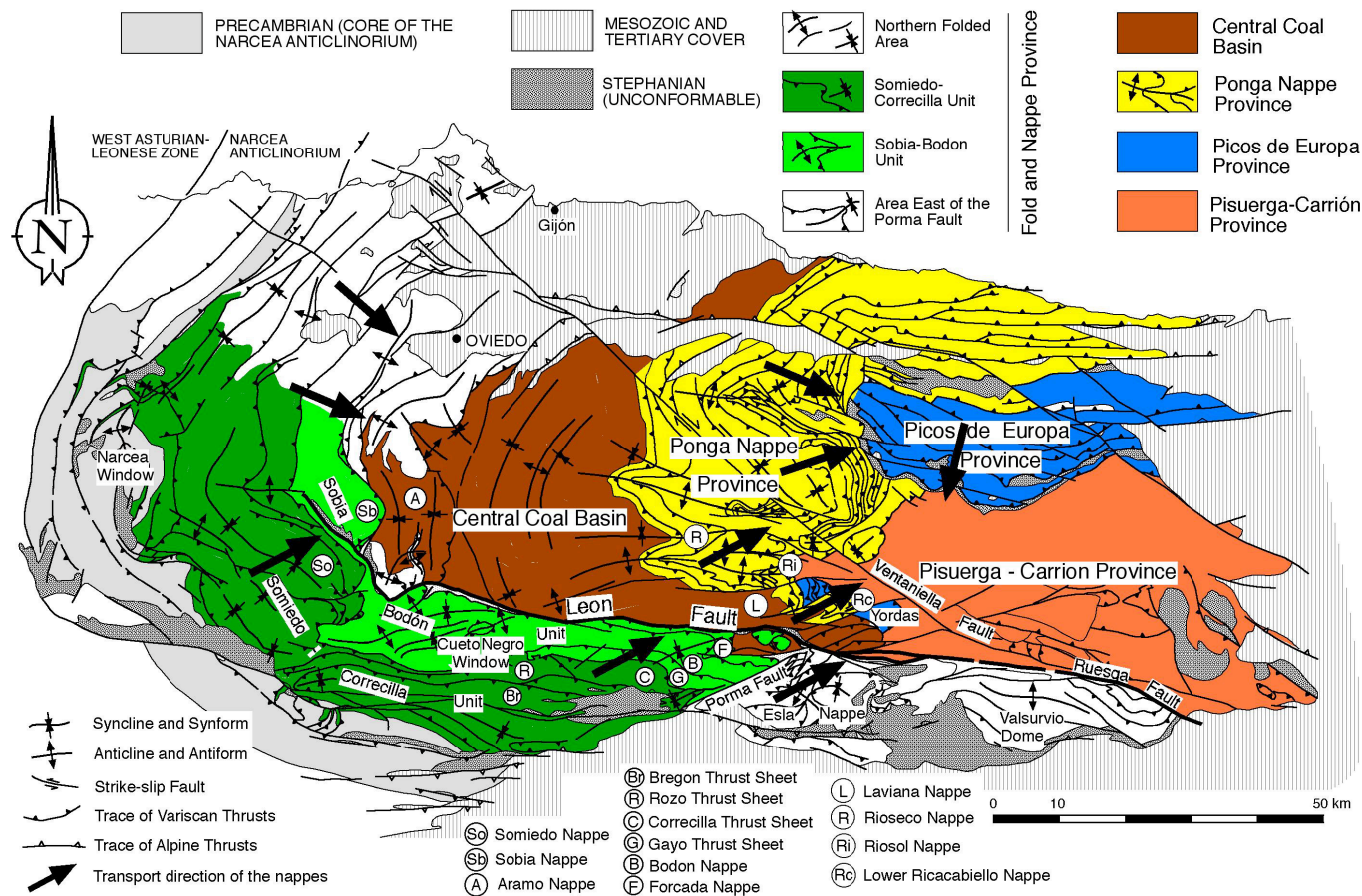


Fig. 17. División en dominios geológicos de la Zona Cantábrica (Julivert, 1971). Las flechas indican la dirección de transporte de los mantos según Arboleya (1981), Farias (1982), Bastida y otros. (1984), Alonso (1987), Alonso y otros. (1989), Alvarez Marrón (1989), Heredia (1991) y Bulnes y Marcos (1994).

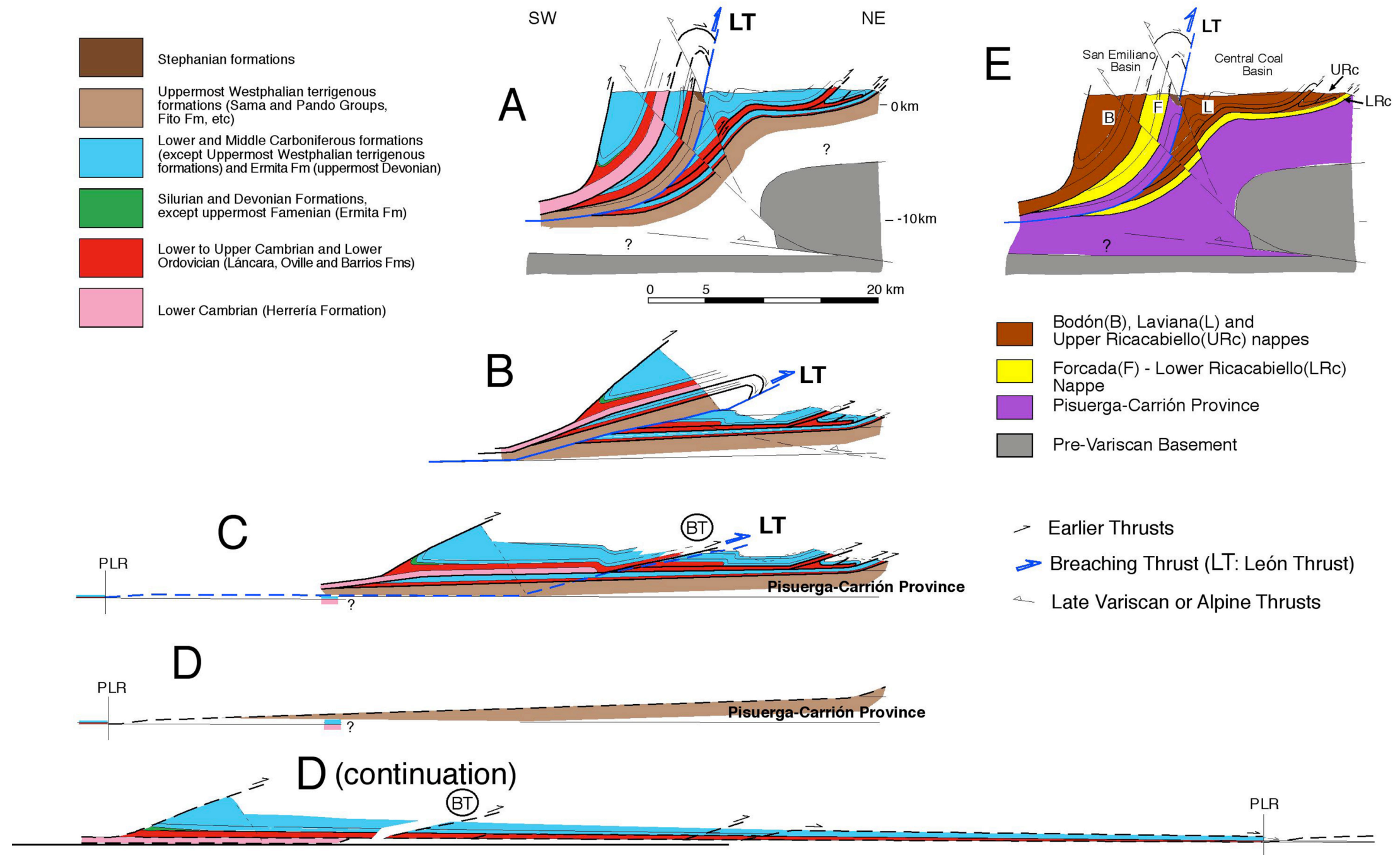


Fig. 18. (A) Corte geológico y restauraciones secuenciales (B, C y D) a través de la Falla de León en el sector del Porma. Situación en la Fig. 16. El espesor del Manto de Forcada es mayor en la parte sur del corte (A) que en las otras secciones porque sigue la traza axial de un pliegue lateral (ver Fig. 16), en donde las formaciones incompetentes están engrosadas. Los otros cortes muestran el verdadero espesor de dicho manto. (E) Corte simplificado con los nombres de las láminas tectónicas. En este corte se tienen en cuenta las limitaciones impuestas por los perfiles de sísmica de reflexión profunda ESCICANTABRICA 1 y 2 (Perez-Estaún y otros 1994, Pulgar y otros 1996, Gallastegui y otros. 1997).

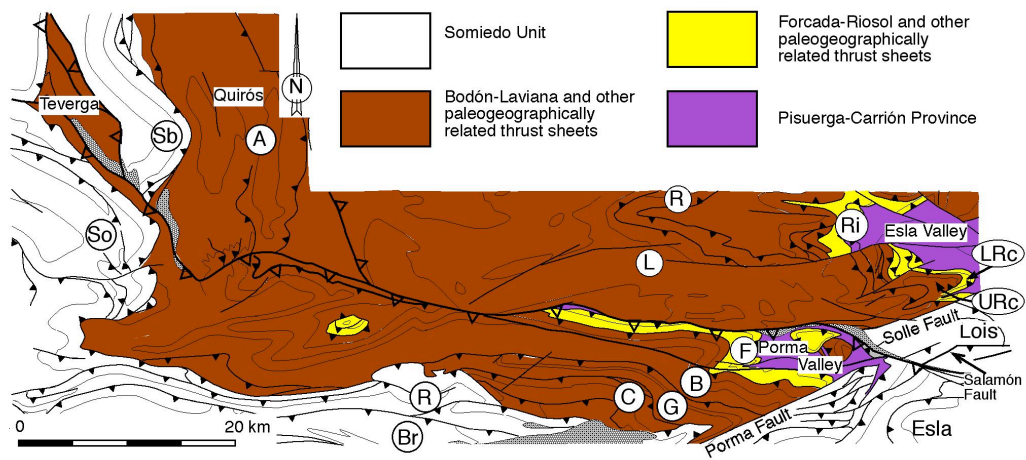


Fig. 19. Esquema estructural del sector central de la Falla de León mostrando las duplicaciones de láminas tectónicas producidas por dicha falla. Las etiquetas para las láminas tectónicas son las mismas que en la figura 17.

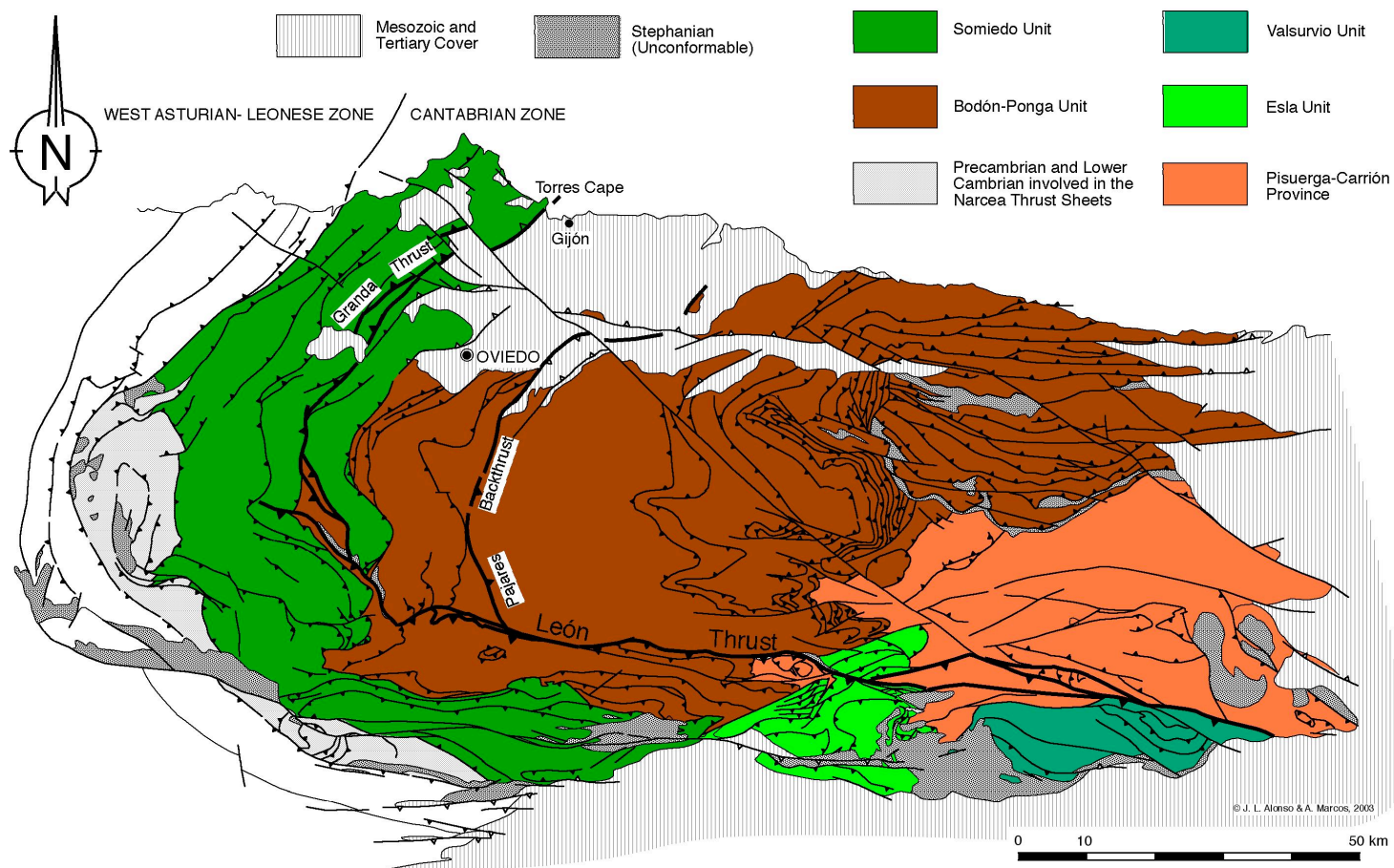


Fig. 20. Nueva división en dominios geológicos de la Zona Cantábrica.

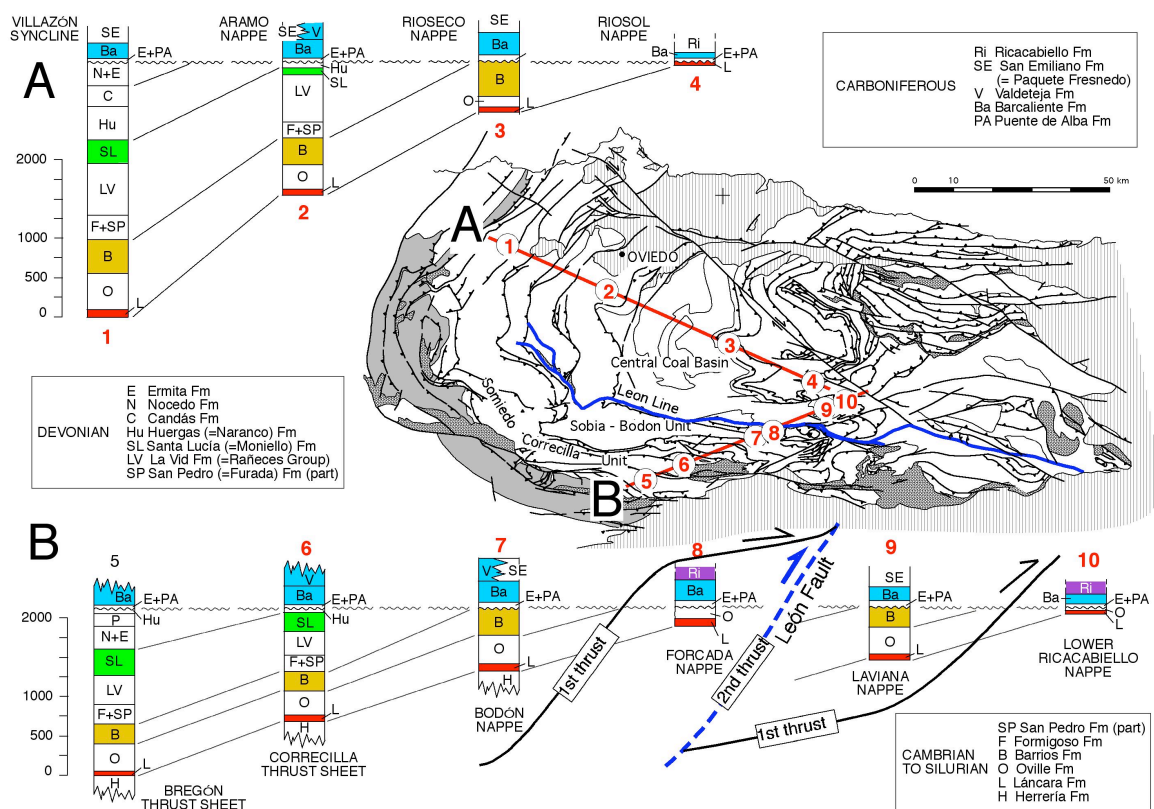


Fig. 21. Columnas estratigráficas en diferentes unidades tectónicas a través de las ramas norte (A) y sur (B) de la Zona Cantábrica, mostrando la inversión paleogeográfica a que da lugar la Falla de León.

# PARADAS

**La situación de las paradas se indica en la Figura 3**

*Día 25 de Septiembre de 2009.*

## PARADA 1

### **Capas de areniscas y lutitas carboníferas aboudinadas en el margen del embalse del Porma (Fig. 6)**

Desde la carretera Boñar-Puebla de Lillo puede accederse a la localidad representada en la figura 6 de esta guía de campo, situada en el borde del embalse tal como se muestra en la figura 3. En el límite del embalse se encuentran los mejores afloramientos, debido al batir constante del pequeño oleaje; la buena exposición de las rocas permite observar la relación entre los bloques de arenisca y la matriz pizarrosa, esta última generalmente con malos afloramientos en el resto del área. En esta parada se observa muy bien el papel jugado por las fracturas en el desarrollo de los boudins. Estos boudins o bloques de areniscas se encuentran limitados y/o atravesados por fracturas de cizalla o extensión que causan extensión paralela a las capas. La forma de los bloques varía en sección, dependiendo de si los límites del boudin son fracturas paralelas (boudins romboidales o rectangulares, como los representados con las letras a, c, e, g, h, l, k y n en la Fig. 6A) o conjugadas (boudins trapezoidales, triangulares o acabados en punta de flecha, como los boudins f, j y m).

La geometría tridimensional de las fracturas queda bien ilustrada en las superficies de estratificación de los bloques, en donde se observan habitualmente dos sets de fracturas cuyas líneas de intersección con la estratificación son subperpendiculares (Fig. 7). La intersección de los dos sets de fracturas y la estratificación controla la forma tridimensional de los bloques, que tienden a dar una estructura en tabletas de chocolate. La orientación de las fracturas y sus estrías indica una extensión paralela a las capas en dos direcciones (Fig. 6B), lo cual es coherente con un clivage de tipo escamoso paralelo a la estratificación que registra un acortamiento perpendicular a la misma. También puede advertirse que el clivage en las pizarras es paralelo a la alineación de fragmentos o bloques. La mayoría de las fracturas que presentan los boudins están confinadas a la base de las capas turbidíticas y raramente atraviesan la

capa entera; su desplazamiento bien se amortigua hasta desaparecer, probablemente debido a deformación dúctil o, en otras ocasiones, las fallas con forma lítrica invertida (bloque k) se techan en un horizonte despegue situado dentro del bloque.

Cuando el contraste de ductilidad entre las capas no es tan acusado como en la Fig. 6, los boudins son de tipo “pinch-and-swell”, los cuales tridimensionalmente tienen una forma de platillo volante, que indica una extensión paralela a las capas en dos direcciones (elipsoide oblato). Numerosos ejemplares de este tipo de estructura pueden encontrarse en las inmediaciones de la localidad de la figura 6.

## **PARADA 2**

### **Fallas extensionales en escalera en el talud de la carretera Boñar-Puebla de Lillo (Fig. 22)**

Desde la parada anterior retornamos a la carretera que bordea por el este el embalse del Porma y tomamos la dirección sur hacia Boñar. En el talud oriental de la carretera, que suele presentar buenos afloramientos, están las estructuras que se ilustran en la figura 22, cuya situación se muestra en la figura 3.

Las capas de areniscas y lutitas carboníferas tienen disposición subvertical con el techo hacia el sur. Están afectadas por una falla mayor (F) que muestra un rellano en el bloque sur en contacto con un rellano y una rampa inclinada al norte en el bloque norte de la falla (Fig. 22 A). Otro sistema de fallas extensionales menores se inclinan al sur. En detalle la superficie de la falla principal F muestra una morfología rugosa, debido a numerosas fracturas extensionales menores más tardías (Fig. 22 B). Si las capas del bloque norte se restauran a la posición horizontal, todas las fallas mencionadas se convierten en fallas normales, con una dirección de extensión NE-SW (Fig. 22 D). En este caso, el desarrollo de fallas en escalera en vez de boudins debe estar determinado por el escaso espesor relativo de las capas incompetentes (lutitas) en comparación con las competentes (areniscas).

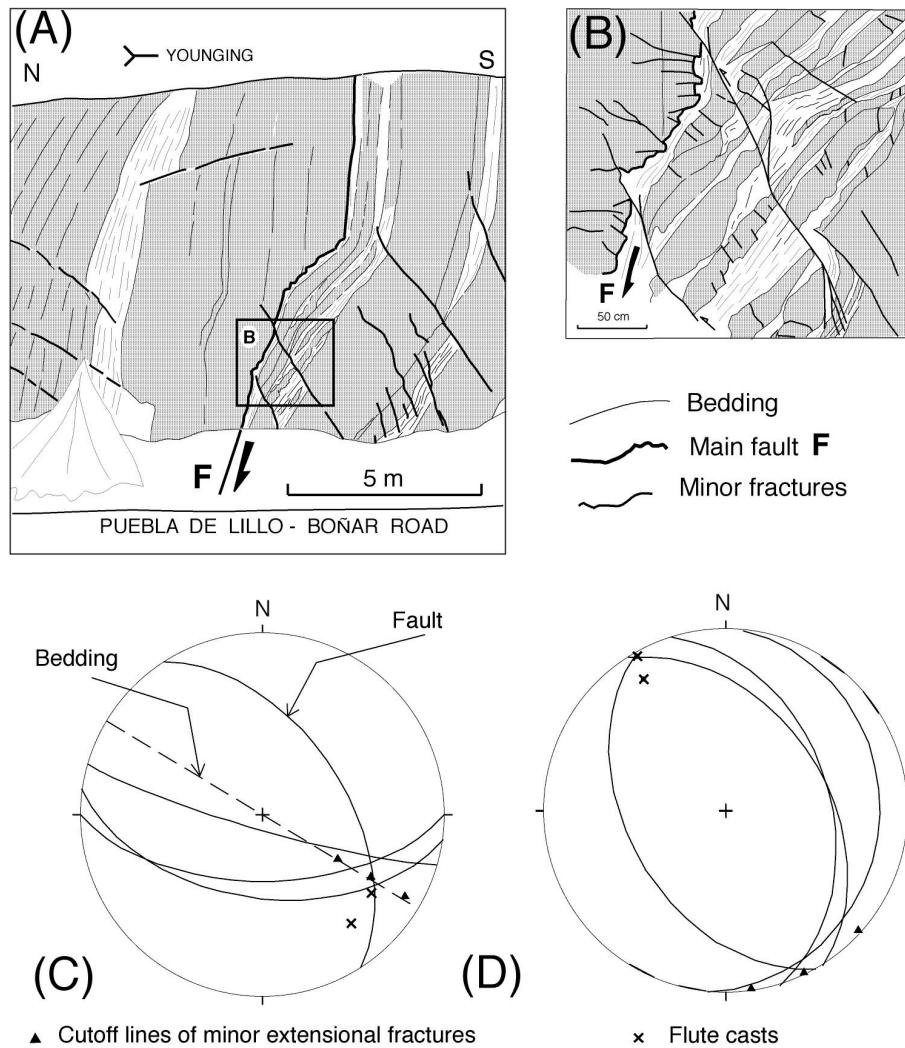


Figura 22. (A) Esquema de un afloramiento situado en la carretera del Porma, mostrando la geometría de las fallas extensionales. Situación en la Figura 3. (B) Detalle de la superficie de falla principal (F) y las fallas menores. (C) Estereogramas de los elementos estructurales de la sección (A). (D) Restauración de elementos estructurales del estereograma (C) rotando la estratificación hasta su disposición inicial horizontal.

### PARADA 3

**Bloque “exótico” de calizas cámbricas inmerso en los materiales carboníferos (Fig. 8).**

Desde la localidad de Rucayo, situada al noroeste del embalse (Figura 3), tomaremos una pista hacia el sureste que nos llevará hasta el bloque I de la figura 8. Se

trata de un bloque de calizas cámbricas de la Formación Láncara, de escala decamétrica, aislado en medio de lutitas y bloques de calizas y areniscas de edad Carbonífero Superior. En el bloque puede reconocerse la “griotte” del miembro superior de dicha formación con la presencia característica de granos de glauconita. Las capas de este bloque se encuentran plegadas en anticlinal; aunque la relación del bloque con las pizarras carboníferas que le rodean sólo está parcialmente expuesta, debe tratarse de un pliegue tectónico previo a la individualización del bloque, al igual que en los bloques **h**, **i** y **j** de la misma figura 8.

De vuelta hacia Rucayo, pararemos en las inmediaciones del camino para ver numerosas fracturas hidroplásticas desarrolladas tanto en bloques de areniscas como de calizas carboníferas semilitificadas. Algunos de estos bloques han sido liberados de la sucesión pizarrosa por procesos erosivos, lo que permite observar su forma tridimensional. Si hay tiempo también nos detendremos para ver la terminación en punta de flecha del bloque de caliza hectométrico representado en la figura 10.

***Día 26 de Septiembre de 2009.***

#### **PARADA 4**

**Panorámica del sector oriental de la Mélange del Porma en vista desde el sur (Fig. 3)**

Desde la localidad de Pallide se toma un camino hacia el Sur que asciende por la ladera meridional del valle hasta la cumbre (situación de la parada en Fig. 3), para tener un buen observatorio de la parte oriental de la mélange, que aflora en el fondo y en la parte inferior de la ladera opuesta del valle. Desde allí también puede verse la sucesión de la Cuenca Carbonífera Central y de la zona de Lois-Ciguera que ocupan las montañas situadas más arriba, hacia el norte. Entre ambas se sitúa la Falla de León, flanqueada por algunos afloramientos de conglomerados estefanienses, discordantes tanto sobre la Mélange del Porma como sobre la Cuenca Carbonífera Central (Fig. 3) y la sucesión de Lois-Ciguera. En la parte izquierda de la vista panorámica puede observarse el “klippe” de Pallide. Al norte de esta localidad pueden verse algunos bloques de cuarcitas ordovícicas y hacia la derecha un rosario de calizas carboníferas.

## BIBLIOGRAFÍA

- Aller, J., 1986. La estructura del sector meridional de las unidades del Aramo y la Cuenca Carbonífera Central. Principado de Asturias, Consejería de Industria y Comercio, 180 pp.
- Alonso, J.L., 1987. Sequences of thrusts and displacement transfer in the superposed duplexes of the Esla Nappe Region (Cantabrian Zone, NW Spain), *Journal of Structural Geology*, 9, 969-983.
- Alonso, J.L., Álvarez-Marrón, J., Pulgar, F.J., 1989. Síntesis cartográfica de la parte suroccidental de la Zona Cantábrica. *Trabajos de Geología*, Universidad de Oviedo, 18, 145-153.
- Alonso, J.L., Marcos, A., Suárez, A., 2006. Structure and organization of the Porma mélangé: Progressive denudation of a submarine nappe toe by gravitational collapse. *American Journal of Science*, 306, 32-65.
- Alonso, J.L., Marcos, A., Suárez, A., 2009. Paleogeographic inversion as a result of large out of sequence breaching thrusts: The León Fault. A new picture of the external Variscan Thrust Belt in Spain. *Geologica Acta*, Vol.7, Nº 4, 451-473
- Alvarez Marrón, J., 1989. La estructura geológica de la Región del Ponga (Zona Cantábrica, NW de España), Doctoral Thesis, Universidad de Oviedo, Oviedo, Spain.
- Arboleya, M. L., ms, 1978. Estudio estructural del Manto del Esla (Cordillera Cantábrica, León): Ph.D. thesis, University of Oviedo, Spain, 227 p.
- Arboleya, M.L., 1981. La estructura del Manto del Esla (Cordillera Cantábrica, León). *Boletín del Instituto Geológico y Minero de España*, XCII-I, 19-40.
- Barba, P., 1991. Estratigrafía y Sedimentología de la Sucesión Westfaliense del Borde Sureste de la Cuenca Carbonífera Central. Doctoral Thesis, Universidad de Oviedo, Oviedo, Spain.
- Bastida, F., Marcos, A., Pérez Estaún A., y Pulgar, J.A., 1984. Geometría y evolución estructural del Manto de Somiedo (Zona Cantábrica, NO de España), *Boletín del Instituto Geológico y Minero de España*, XCV-VI, 517-539.

- Bulnes, M., Marcos, A., 2001. Internal structure and kinematics of Variscan thrust sheets in the valley of the Trubia River (Cantabrian Zone, NW Spain): regional tectonic implications, *International Journal of Earth Sciences*, 90, 287-303.
- Comte, P., 1959. Recherches sur les terrains anciens de la Cordillère Cantabrique: *Memorias del Instituto Geológico y Minero de España*, v. 60, 440 p.
- Cowan, D. S., 1974. Deformation and metamorphism of the Franciscan subduction zone complex, northwest of Pacheco Pass, California: *Geological Society of America Bulletin*, v. 85, p. 1623-1634.
- Cowan, D. S., 1982. Deformation of partly dewatered and consolidated Franciscan sediments near Piedras Blancas Point, California, *in* Leggett, J.K., editor, *Trench-Forearc Geology*: Geological Society of London Special Publication 10, p. 439-457.
- Elter, P. y Trevisan, L., 1973. Olistostromes in the Tectonic Evolution of the Northern Apennines, *in* DeJong, K. A. and Scholten, R., editors, *Gravity and Tectonics*: New York, John Wiley and Sons, p. 175-188.
- Evers, H.J., 1967. Geology of the Leonides between the Bernesga and Porma rivers, Cantabrian Mountains, NW Spain, *Leidse Geologische Mededelingen*, 41, 83-151.
- Farias, P. 1982. La estructura del sector central de los Picos de Europa, *Trabajos de Geología*, Universidad de Oviedo, 12, 63-72.
- Flores, G., 1955, Les resultates des études pour la recherche pétrolifère en Sicilie, Discussion: Rome, Proceedings, Fourth World Petroleum Congress, Section 1/A/2, p. 121-122.
- Gallastegui, J., Pulgar J.A., Alvarez Marrón, J., 1997. 2D seismic modelling of the Variscan foreland thrust and fold belt crust in NW Spain from ESCIN-1 deep seismic reflection data, *Tectonophysics*, 269, 21-32.
- Greenly, E., 1919. The Geology of Anglesey: *Memoires of the Geological Survey of Great Britain*, v. 1, 980 p.
- Heredia, N., 1991. Estructura Geológica de la Región del Mampodre y áreas adyacentes (Zona Cantábrica). Doctoral Thesis, Universidad de Oviedo, Oviedo, Spain.

- Heward, A., Reading, A.G., 1980. Deposits associated with a Hercynian continental strike-slip system, Cantabrian Mountains, Northern Spain, Special Publications of International Association of Sedimentologists, 4, 105-125.
- Julivert, M., 1967. La ventana del Río Monasterio y la terminación meridional del Manto del Ponga. Trabajos de Geología, Universidad de Oviedo, 2, 59-76.
- Julivert, M., 1971a. Décollement tectonics in the Hercynian cordillera of NW Spain. American Journal of Science, 270, 1-29.
- Julivert, M., 1971b. L'évolution structurale de l'arc asturien. In Histoire structurale du Golfe de Gascogne, Technip, Paris, 1, 1-28.
- Julivert, M., Marcos A., Pérez Estaún, A., 1977. La estructura de la chaîne hercynienne dans le secteur ibérique et l'arc ibero-armoricain. In: La chaîne varisque d'Europe moyenne et occidentale, 243, 429-440, Colloque International CNRS. Rennes.
- Kullmann, J., Schöenberg, R., 1978. Facies differentiation caused by wrench deformation along a deep-seated fault system (León line, Cantabrian Mountains, North Spain), Tectonophysics, 48, T15-T22,.
- Lobato, L., 1975. La Falla de León y estructuras adyacentes entre los ríos Porma y Cea (Cordillera Cantábrica), Tierras de León, 20, 13-25.
- Mandal, N. y Khan, D., 1991. Rotation, offset and separation of oblique-fracture (rhombic) boudins: theory and experiments under layer-normal compression: Journal of Structural Geology, v. 13, 3, p. 349-356.
- Marcos, A., 1968 a. La tectónica de la Unidad de La Sobia-Bodón. Trabajos de Geología, Universidad de Oviedo, 2, 59-87.
- Marcos, A., 1968 b. Nota sobre el significado de la "Leon Line". Breviora Geológica Astúrica, 12, 1-15.
- Marcos, A., 1979. Facies differentiation caused by wrench deformation along a deep-seated fault system (León line, Cantabrian Mountains, North Spain)- Discussion, Tectonophysics, 60, 303-309.
- Marcos, A., y Pulgar, J.A., 1982. An approach to the tectonostratigraphic evolution of the Cantabrian foreland thrust and fold belt, Hercynian Cordillera of NW Spain.

Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie Abhandlungen, 163 (2), 256-260.

Nijman, W., Savage, J.F., 1989. Persistent basement wrenching as controlling mechanism of Variscan thin-skinned thrusting and sedimentation, Cantabrian Mountains, Spain, *Tectonophysics*, 169, 281-302.

Pérez Estaún, A., Bastida, F., 1990. Cantabrian Zone: structure. In: R.D. Dallmeyer and E. Martínez García (eds.) *Pre-Mesozoic Geology of Iberia*, 55-69, Springer-Verlag, Berlin.

Pérez-Estaún, A., Pulgar, J.A., Banda, E., Alvarez-Marrón, J. & ESCIN Research Group, 1994. Crustal structure of the external Variscides in northwest Spain from deep seismic reflection profiling. *Tectonophysics*, 232, 91-118.

Petit, J. P. y Laville, E., 1987. Morphology and microstructures of hydroplastic slickensides in sandstone, *in* Jones, M. E. and Preston, R. M. F., editors, *Deformation of Sediments and Sedimentary Rocks: Geological Society of London Special Publication 29*, p. 107-121.

Pulgar, J., Gallart, J., Fernández Viejo, G., Pérez Estaún, A., Alvarez Marrón, J., ESCIN group, 1996. Seismic image of the Cantabrian Mountains in the western extension of the Pyrenees from integrated ESCIN reflection and refraction data, *Tectonophysics*, 264, 1-19.

Ramsay, J. G., 1967. *Folding and fracturing of rocks*: London, New York, Mc Graw-Hill Book Co., 568 p.

Raven, J.G.M., 1983. Conodont biostratigraphy and depositional history of the middle Devonian to lower Carboniferous in the Cantabrian zone (Cantabrian mountains, Spain), *Leidse Geologische Mededelingen*, 52(2), 265-339.

Rodríguez Fernández, L.R., 1991. Evolución tectonosedimentaria del NO del Macizo Ibérico durante el Carbonífero, *Cuadernos do Laboratorio Xeoloxico de Laxe*, 16, 37-52.

Rodríguez Fernández, L.R. and Heredia, N., 1987. La estratigrafía del carbonífero y la estructura de la Unidad del Pisuerga-Carrión. *Cuadernos do Laboratorio Xeoloxico de Laxe*, 12, 207-229.

- Rodríguez Fernández, L.R., Heredia, N., 1988. Evolución tectonosedimentaria de una cuenca de antepaís ligada a una cadena arqueada: el ejemplo de la unidad del Pisuerga-Carrión (Zona Cantábrica, NO de España). En II Congreso Geológico de España, Vol. Simposios, pp. 65-74, Instituto Geológico y Minero de España, Granada.
- Rupke, J., 1965. The Esla Nappe, Cantabrian Mountains (Spain), *Leidse Geologische Mededelingen*, 32, 74pp.
- Savage, J.F., 1979. The Hercynian orogeny in the Cantabrian Mountains, Spain, *Kristalinikum*, 14, 91-108.
- Sitter, L.U. de, 1962. The structure of the Southern slope of the Cantabrian Mountains, *Leidse Geologische Mededelingen*, 26, 255-264.
- Sjerp, N., 1967. The geology of the San Isidro-Porma area (Cantabrian Mountains, Spain), *Leidse Geologische Mededelingen*, 39, 55-128.
- Suárez, A., Alonso, J. L. y Marcos, A., 1996. La colocación de los klippen del área del Porma (Zona Cantábrica, NO de España): *Geogaceta*, v. 20, 4, p. 871-874.
- Tucker, M. E., 1991, *Sedimentary Petrology, An introduction to the origin of sedimentary rocks*: Blackwell Scientific Publications, Oxford, 260p.
- Vollmer, F. W. and Bosworth, W., 1984. Formation of mélangé in a foreland overthrust setting: Example from the Taconic Orogen, *in* Raymond, L. A., editor, *Mélanges: Their nature, origin and significance*: Geological Society of America Special Paper 198, p. 53-70.
- Wagner, R. H., 1963. A general account of the Paleozoic Rocks between the Rivers Porma y Bernesga (León, NW Spain): *Boletín del Instituto Geológico y Minero de España*, v.74, p. 171-334
- Wagner, R.H., Wrinkler Prins C.F., Reading, R.E., 1971. Lithostratigraphic units of the lower part of the Carboniferous in northern León, Spain, *Trabajos de Geología*, Universidad de Oviedo, 4, 603-663.

## **NOTAS**





## LISTA DE PARTICIPANTES

- Aller, Jesús
- Alonso, Juan Luis
- Balanyá Juan Carlos
- Barba, Pedro
- Bastida, Fernando
- Bulnes, Maite
- Cabrera, Ramón
- Colmenero, José Ramón
- Corrochano, Diego
- Crespo, José Luis
- Fadón, Oscar
- Farias, Pedro
- Fernández, Carlos
- Fernández, Francisco José
- Gallastegui, Jorge
- García-Sansegundo, Joaquín
- González, Emilio
- Gutiérrez-Alonso, Gabriel
- Heredia, Nemesio
- Hernáiz, Pedro Pablo
- Jover, Fernando
- Llana Sergio
- López, Marco Antonio
- Marcos, Alberto
- Martín Germán
- Martín, Iván
- Martín, Luis Miguel
- Martín-Izard Agustín
- Merino, Oscar
- Moreno Guadalupe
- Morianó Isabel
- Pastor, Daniel
- Pedreira, David
- Poblet, Josep
- Quintana, Luis
- Somma, Roberta
- Suárez, Ángela
- Tejero, Rosa
- Toyos, José María
- Uzkeda, Hodei

