

Guía ilustrada de los cabalgamientos alpinos en el Sistema Central

Gerardo de Vicente

Departamento de Geodinámica. Facultad de Geología.
Universidad Complutense de Madrid – IGEO CSIC-UCM.
gdv@geo.ucm.es

Resumen: Se describen 20 afloramientos de los cabalgamientos alpinos (Cenozoicos) del Sistema Central. Esta cadena intraplaca se levantó fundamentalmente durante el Oligoceno-Mioceno Inferior por las compresiones transmitidas desde el borde Cantábrico-Pirenaico. Posteriormente, el desacoplamiento mecánico entre Iberia y África que supuso la entrada del terreno de Alborán de este a oeste, hizo que la actividad tectónica se fuese también desplazando en ese sentido, por lo que en la actualidad, sólo hay cabalgamientos activos en el tramo portugués. Como consecuencia de estos esfuerzos compresivos se produjeron una serie de cabalgamientos (de hasta 5 km de salto vertical) que levantaron el basamento varisco sobre las cuencas cenozoicas del Duero y Madrid para conformar el Sistema Central. En esta Guía Ilustrada se señalan algunos de los mejores ejemplos de falla inversa que pueden observarse con relativa facilidad en el Sistema Central. Los puntos clave son: Almiruete, Cardeñosa, Cercadillo, Coria, Las Cuestas, Jaraíz, Monsalupe, La Pela, Ponsul, Muriel, Tamajón, Pradosegar, San Vicente, Sepúlveda, Tortuero, Valdesotos, Zarzuela del Monte, Fuentenebro, Toledo y Guadalupe (Provincias de Ávila, Segovia, Madrid, Burgos, Guadalajara, Toledo, Cáceres y Beira Baixa en Portugal). **La información de los puntos clave aparece en los archivos complementarios.** En cada afloramiento se indica su localización y su interpretación tectónica. Se muestran también vistas generales, de detalle y en 3D. Una iniciativa de la red **TOPO-EUROPE** y el proyecto Consolider Ingenio 2006 «**Topo Iberia**» CSD2006-00041.

Palabras clave: Sistema Central. Cabalgamiento. Iberia. Tectónica intraplaca. Cenozoico. Relieve.

INTRODUCCIÓN

Estamos acostumbrados a vivir en un entorno geográfico que cambia poco y que, en general queremos proteger. Sin embargo, hace sólo 18.000 años, los hielos cubrían Europa y había glaciares en Gredos. Comprenderéis que digo “sólo” en términos geológicos, que no históricos. Más familiar nos resulta, si cabe, oír al final de las noticias, en la previsión del tiempo, algo así como “nubes de evolución en la sierra”. También son familiares los comentarios sobre la buena calidad del agua de

Madrid....Pero ¿Cuándo se formaron las montañas del Sistema Central? ¿Esquiaban en Somosierra los dinosaurios?

Quizás, si estáis algo familiarizados con la geología, podáis formular otras preguntas también interesantes ¿Por qué hay montañas en medio de un pequeño continente como la Península Ibérica? ¿Las montañas no se forman en los bordes de las Placas? ¿Puede haber aquí terremotos destructivos?

Deberíamos empezar por concretar, desde el punto de vista tectónico, a qué nos referimos cuando hablamos del Sistema Central o, mejor dicho del Sistema Central Hispano-Portugués. Es el conjunto de sierras, donde normalmente afloran rocas metamórficas y granitos, que van en dirección NE-SO y E-O desde la Cadena Ibérica (Atienza, Sigüenza) hasta la costa atlántica en Lisboa. Sierras como las del Alto Rey, Ayllón, Somosierra, Guadarrama, Gredos, Gata, Estrela, Montejunto o Sintra forman una unidad tectónica común: El Sistema Central.

La evidencia fundamental de que todos estos relieves están relacionados viene de la cartografía geológica: En los bordes de estas montañas hay casi siempre sedimentos terciarios, las cuencas que contienen los depósitos de la erosión de las cadenas y que datan su levantamiento.

Si queremos investigar cómo y cuándo se levantó el Sistema Central, parece interesante en principio, observar el tipo de contacto entre la cuenca y la cadena, que resulta ser casi siempre, un cabalgamiento.

Llamamos cabalgamiento a cualquier falla inversa de una cierta entidad cartográfica, muy comunes en las zonas de formación de montañas (orógenos).

En el Sistema Central hay algunos afloramientos espectaculares de este tipo de contactos cuenca-cadena y que pueden ser enormemente didácticos para comprender el entorno geológico en el que vivimos.

Esta Guía Ilustrada señala 20 afloramientos donde es, o era, posible “tocar” la falla.

Si alguna vez conseguís hacer esto, tened en cuenta que las fallas son las estructuras que generan los terremotos, y que el levantamiento reciente (de nuevo en sentido geológico) del Sistema Central (los dinosaurios no hubiesen necesitado taladrar el túnel del AVE) se produjo “a base de terremotos”.

Esta Guía contiene unos primeros apartados donde explicamos qué es un cabalgamiento y cómo se disponen espacialmente las series de cabalgamientos. Comentaremos después cómo es la estructura tectónica del Sistema Central, bajo qué condiciones de deformación se formó y cómo podemos reproducirlo. Por último, cada uno de los sitios de interés viene acompañado por una localización, una vista general

del afloramiento y vistas en detalle y en 3D que intentan hacer comprender cuál es la disposición en el espacio de la estructura tectónica que se describe.

En la figura 1 se incluyen los símbolos utilizados en los mapas y cortes de esta Guía.

Las vistas 3D se han realizado utilizando Google Eath plus, a quien agradecemos la facilidad en la captura de sus imágenes para uso docente. Se trata de una herramienta maravillosa para ver, estudiar y entender la Geología. La página principal del programa es <http://earth.google.com/intl/es/>.

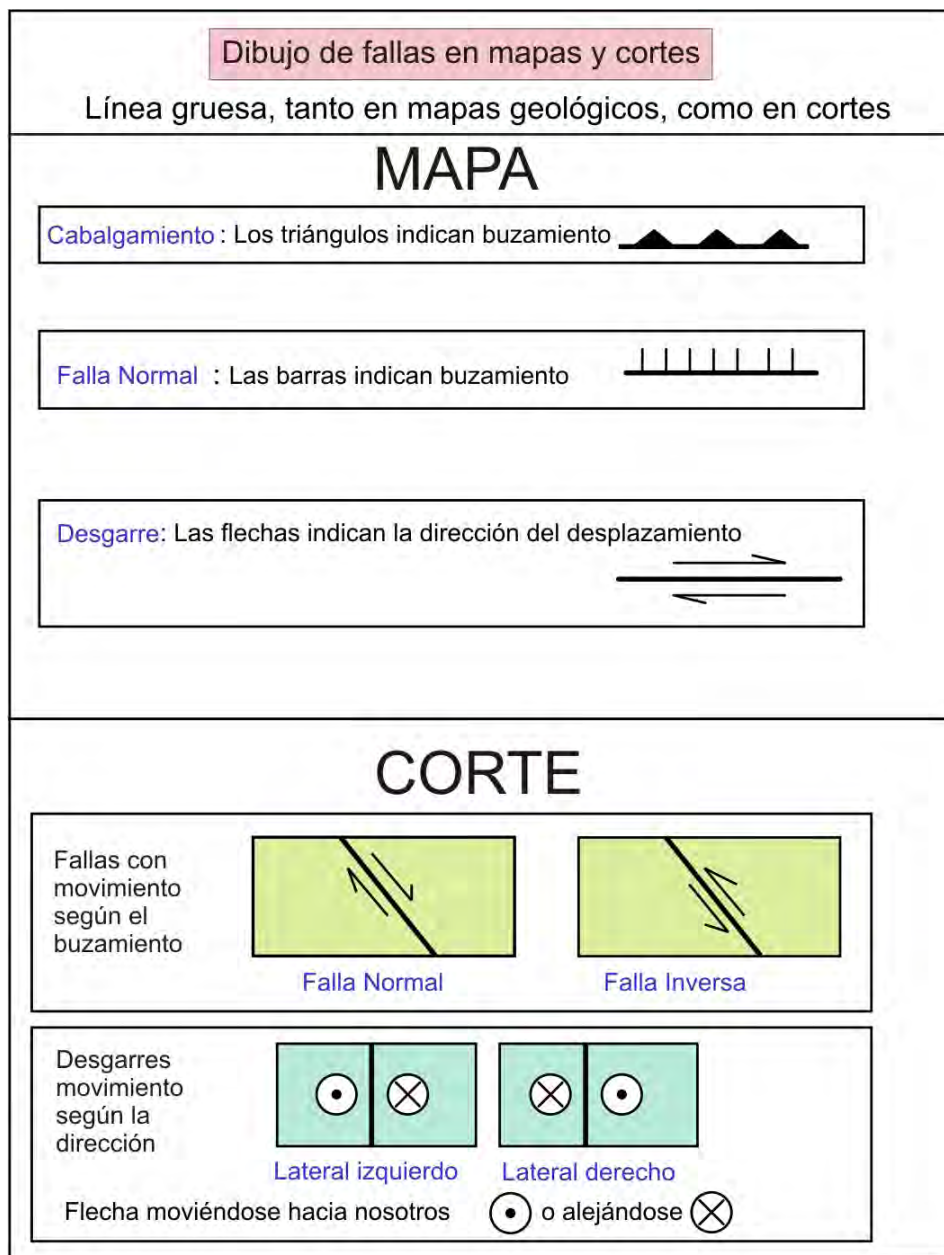


Figura 1. Símbolos utilizados en mapa y en corte en esta Guía.

¿QUÉ ES UN CABALGAMIENTO?

Los esfuerzos tectónicos que actúan sobre un determinado volumen de roca pueden expresarse mediante tres vectores perpendiculares: los **esfuerzos principales** ($\sigma_1 \geq \sigma_2 \geq \sigma_3$) (**máxima compresión**, **eje intermedio**, **máxima extensión**). Dado que uno de estos ejes es casi siempre vertical, podemos distinguir:

Esfuerzos principales en la horizontal

$$\sigma_x \text{ y } \sigma_y, \text{ siendo } \sigma_y (\sigma_{H \max}) \geq \sigma_x (\sigma_{H \min})$$

Esfuerzo en la vertical

$$\sigma_z (\sigma_{VERT})$$

En función de la orientación de los ejes principales, y la relación existente entre sus magnitudes relativas, podemos describir el régimen tectónico según tres tipos puros: **Extensión** (σ_1 , vertical, dominante en dorsales y rifts), **Cizalla** (σ_2 vertical, dominante en zonas de falla transformante) y **Compresión** (σ_3 vertical, predominantemente en zonas orogénicas, zonas de subducción) (Fig. 2)

Regímenes tectónicos - Tensor de esfuerzos

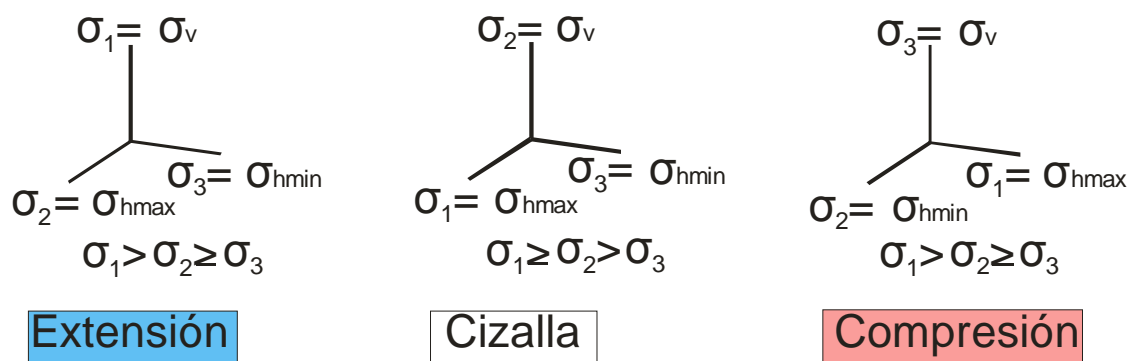


Figura 2. Regímenes tectónicos puros en función de la orientación de los ejes de esfuerzos.

Las fallas que se producen con estos tres tipos de regímenes de esfuerzos son las del modelo de fracturación de Anderson: **fallas normales** si σ_1 está en la vertical, **desgarres** si es σ_2 y **fallas inversas** si σ_3 está en la vertical (Fig. 3).

Esfuerzos y fracturación de una roca homogénea (Modelo de Anderson)

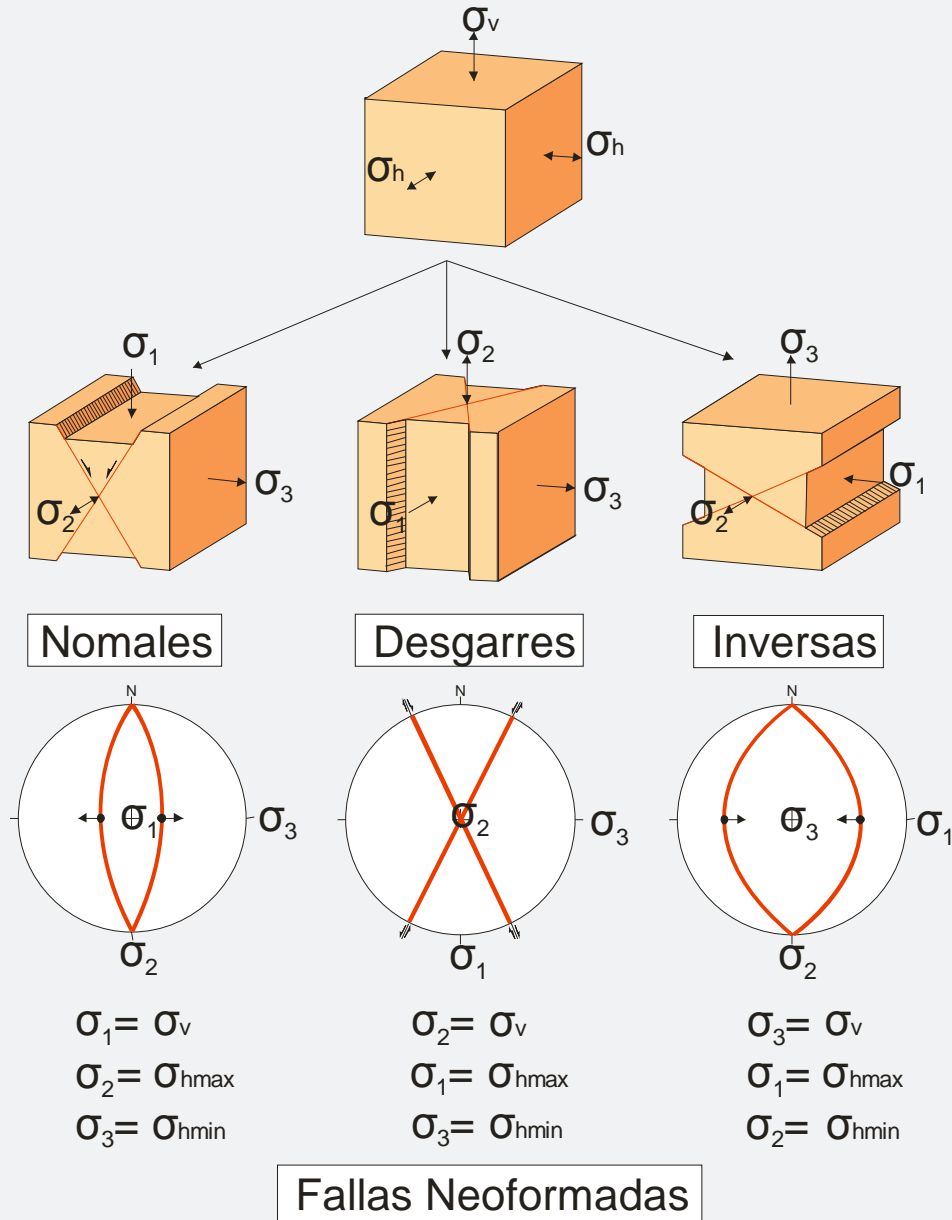


Figura 3. Sistema de fallas conjugadas, en relación con los tipos de esfuerzo del Modelo de fracturación de Anderson. Fallas normales (izquierda). Fallas en dirección (desgarres) (centro). Fallas inversas (cabalgamientos) (derecha).

De este modo, llamamos **cabalgamiento** a una falla inversa con una cierta expresión cartográfica. Los cabalgamientos se producen, por tanto, en zonas que han sido sometidas a un cierto acortamiento en la horizontal: Orógenos, Cadenas intraplaca, etc. Son, en definitiva, las fallas que generan los sistemas montañosos. De los tres tipos de fallas, las inversas son las que buzan menos (menor ángulo con la horizontal).

En la arquitectura de un **Orógeno**, podemos distinguir las zonas más internas (**Hinterland**, **Traspáis**), donde pueden aparecer procesos metamórficos, de las más exteriores (**Foreland**, **Antepaís**), donde predominan las fallas frágiles y los pliegues relacionados: los **cabalgamientos** (Fig. 4).

En estas zonas, la **dirección de transporte tectónico** viene marcada por la **vergencia** de las estructuras: hacia donde se “caen” los pliegues o hacia donde se mueve el techo de las fallas inversas: siempre del **traspáis** hacia el **antepaís** (hacia la derecha en la Fig. 4). Si localmente hay una estructura de vergencia contraria, se le denomina **retrocabalgamiento** (Fig. 4).

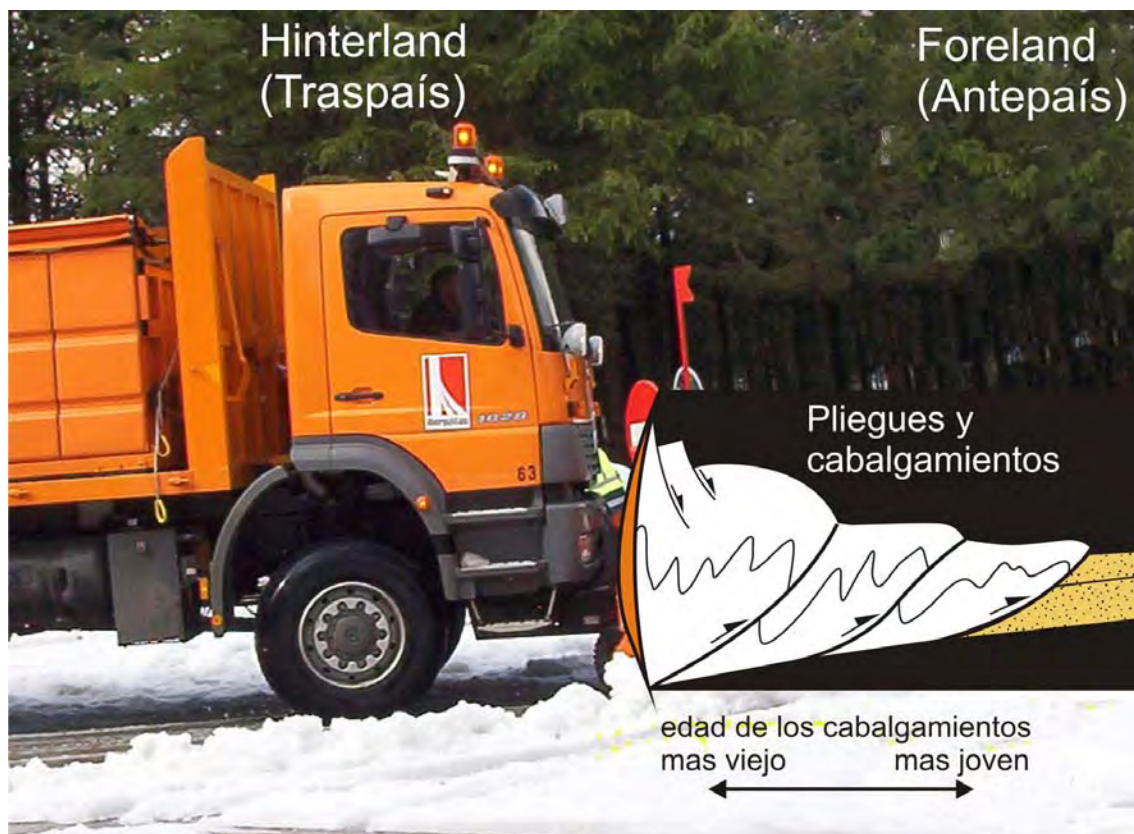


Figura 4. Arquitectura de una zona orogénica en relación al acortamiento horizontal (modelo quitanieves).

Como puede apreciarse, las fallas inversas se presentan en cinturones de deformación que, en detalle, se asocian para dar una serie de formas características, aunque cualquier combinación es posible (Fig. 5).

Las más comunes son:

- **Pop-ups.** Un bloque levantado entre dos cabalgamientos de vergencia contraria.

- **Duplex.** Hay una porción de roca que tiene un cabalgamiento en el techo y otro en el muro.
- **Cabalgamientos imbricados.** Abanicos de cabalgamientos que enraízan en un nivel de despegue común.

Las zonas aún más alejadas de los frentes orogénicos, que también sufren acortamiento, suelen estar en el interior de las placas tectónicas. Se denominan, por tanto, **Cadenas de Antepaís** o **Intraplaca**.

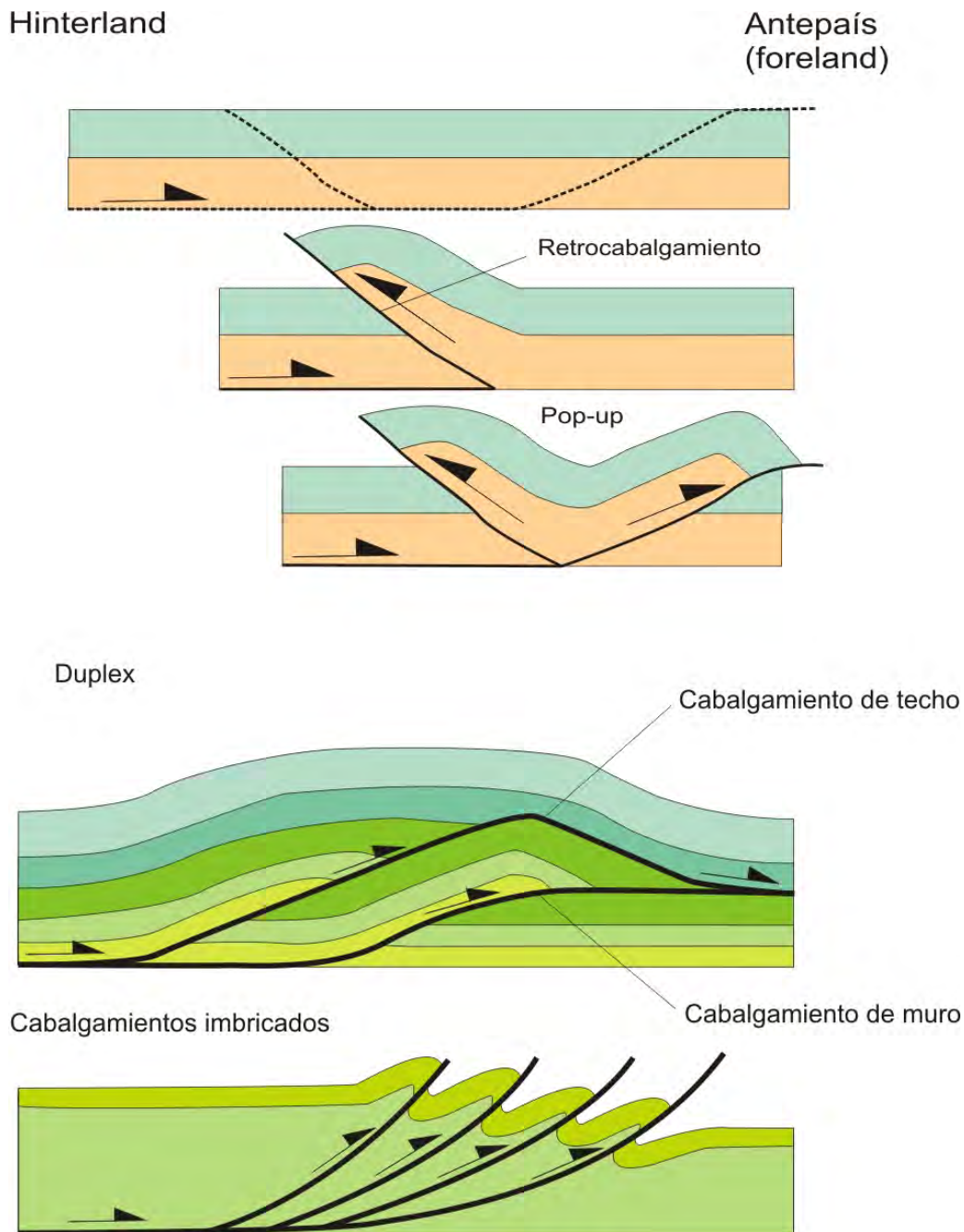


Figura 5. Esquemas estructurales (en corte) de un retrocabalgamiento, un pop up, un duplex y una serie de cabalgamientos imbricados.

CADENAS DE ANTEPAÍS

Las fuerzas de compresión horizontales, que normalmente se generan en los bordes activos, se transmiten en el interior de las placas a lo largo de miles de kilómetros, produciendo también deformaciones importantes ([cadenas intraplaca](#)) que incluso afectan a toda la litosfera ([pliegues litosféricos](#)).

Estos esfuerzos compresivos horizontales pueden nuclearse, en el interior de las placas, en zonas previamente deformadas. La situación más característica es la de una zona previamente estirada ([grabens corticales](#), [rifts](#)) que al ser sometida a acortamiento se “invierte”.

Esta inversión supone el rejuego de antiguas fallas normales como cabalgamientos. En la Península Ibérica, la Cadena Ibérica es el paradigma de este tipo de cadena antepaís (el orógeno relacionado con los Pirineos).

Ya que estas zonas previamente deformadas nucleán la deformación posterior, la presencia de cadenas intraplaca, desarrolladas sobre zonas sin una aparente deformación previa, sólo se produce si los esfuerzos transmitidos hacia el antepaís son lo suficientemente intensos. Tal es el caso del Sistema Central Hispano-Portugués (Fig.6).

Estos dos tipos de cadenas de antepaís muestran, por tanto, estilos tectónicos algo diferentes que se deben a la presencia, o ausencia, de una cobertera sedimentaria más o menos potente.

Se entiende por [cobertera](#) al conjunto de rocas sedimentarias del antepaís, previas a la deformación, y sin relación a los materiales que se depositan a los lados de las cadenas: son sedimentos pre-tectónicos.

Las [cuencas](#) están rellenas por los materiales fruto de la erosión cuando se forman las cadenas: son sedimentos sin-tectónicos. Las rocas que aparecen por debajo de la cobertera forman el [basamento](#), que corresponde a un ciclo geodinámico anterior. Suelen aparecer granitos y rocas metamórficas. El comportamiento mecánico de estos tres niveles es muy diferente: El basamento suele fracturarse, mientras que la cobertera puede plegarse.

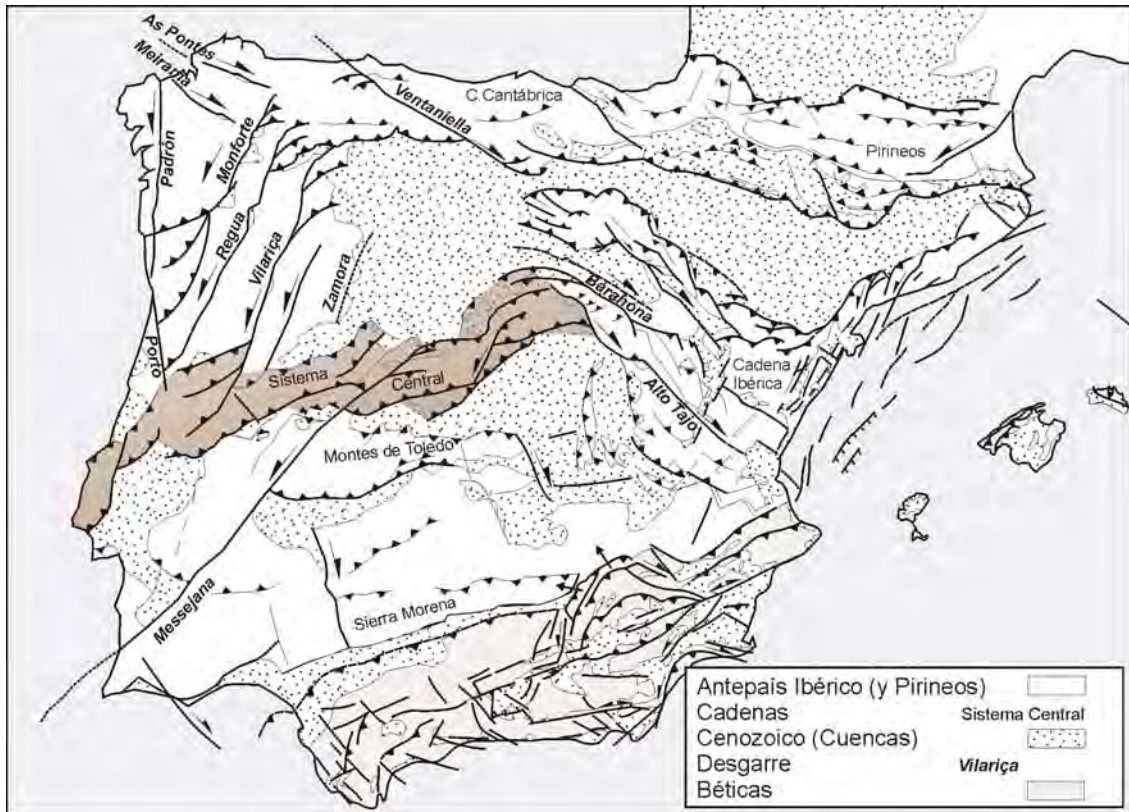


Figura 6. Distribución de Cadenas y Cuencas Cenozoicas del Microcontinente Iberia. Las fallas con triángulos son cabalgamientos, lo que da idea de la severa deformación de la litosfera ibérica durante el Terciario.

A diferencia de la Cadena Ibérica, la cobertera es muy poco potente en el Sistema Central (Fig. 7), llegando a desaparecer hacia el Oeste (hasta la costa portuguesa, donde reaparece).

En la Península Ibérica, el basamento está formado por las rocas previas al ciclo varisco y, salvo en la Cordillera Cantábrica, son materiales ígneos y metamórficos (neises, cuarcitas, pizarras, granitos).

La cobertera la conforman materiales sedimentarios de edades comprendidas entre el Pérmico y el Paleoceno (con todo el Mesozoico, en gran parte marino: calizas potentes, areniscas, arcillas, yesos). Las cuencas, fundamentalmente Cenozoicas, están rellenas de materiales formados en ambientes sedimentarios continentales (abanicos aluviales, ríos y lagos): brechas adosadas a las cadenas, conglomerados, areniscas, margas, con calizas y yesos en el centro (antiguos lagos endorreicos).



Figura 7 Vistas en campo, aérea y en corte de las “cuestas” del norte de Torrelaguna que ilustran el concepto de basamento, cobertera y cuenca.

Durante la deformación intraplaca Cenozoica, la presencia de una cobertera potente posibilitó su “despegue” del basamento, sobre todo si había niveles sedimentarios incompetentes: arcillas y fundamentalmente, yesos. Se produce entonces un desacoplamiento mecánico, donde la estructura de la cobertera puede independizarse de la del basamento, lo que sucede en algunos sectores de la Cadena Ibérica por encima de las facies del keuper (Triásico Superior).

En el Sistema Central la cobertera no está despegada del basamento, por lo que la deformación se compensa siempre en el basamento.

En general, pueden diferenciarse dos estilos estructurales en los cabalgamientos de antepaís: de **piel fina** y de **piel gruesa** (Fig. 8).

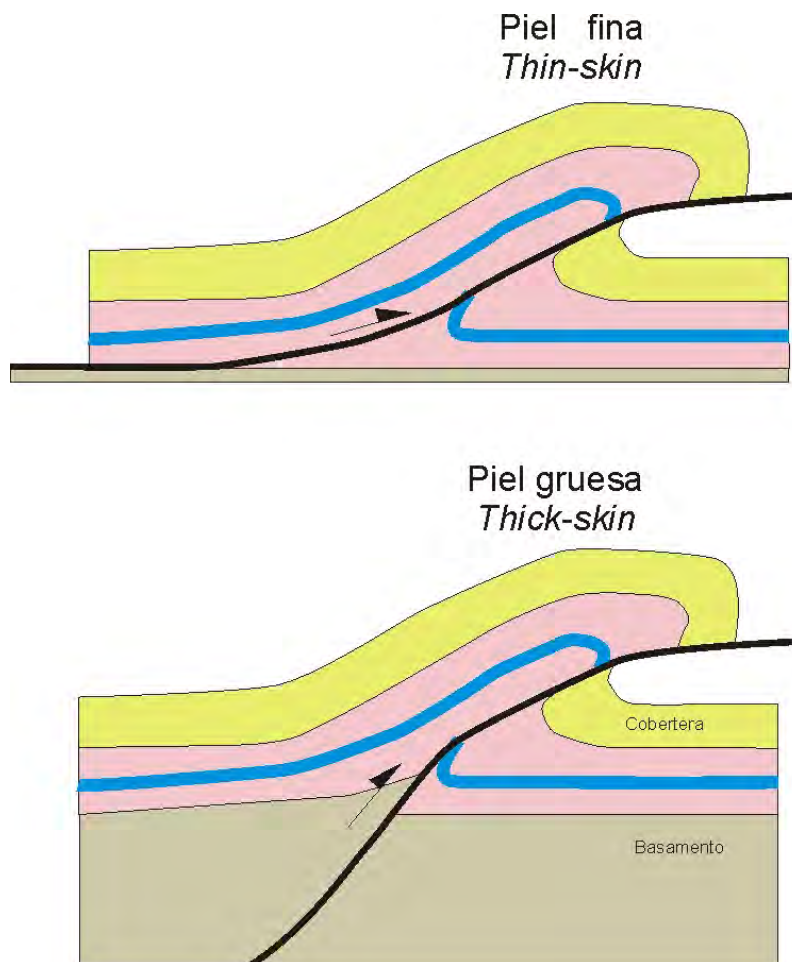


Figura 8. Estilo estructural de piel fina: la contracción se compensa en la cobertera, generalmente aprovechando un nivel estratigráfico dúctil (con gran contraste mecánico). Estilo estructural de piel gruesa: El basamento aparece implicado en la contracción.

La mayor parte de los cinturones de cabalgamiento en Iberia, aunque afecten a la cobertera, son de piel gruesa. Las excepciones son el Pre-pirineo y la Sierra de Altomira en la Cadena Ibérica.

EL SISTEMA CENTRAL

El Sistema Central es una cadena del antepaís pirenaico de doble vergencia (nacia el NO y N en su borde N, y hacia el SE y S en el S) que dibuja un **pop up** que afecta a toda la corteza (de piel gruesa, por tanto). Se denomina también **pop down** al bloque hundido entre dos cabalgamientos contrarios.

Esta estructura global se descompone en una serie de pop-up-downs de menor longitud de onda que confieren la típica morfología “escalonada” del Sistema Central. Esta disposición estructural fue ya reconocida por Birot y Solé Sabarís a mediados del siglo pasado (Fig. 9).

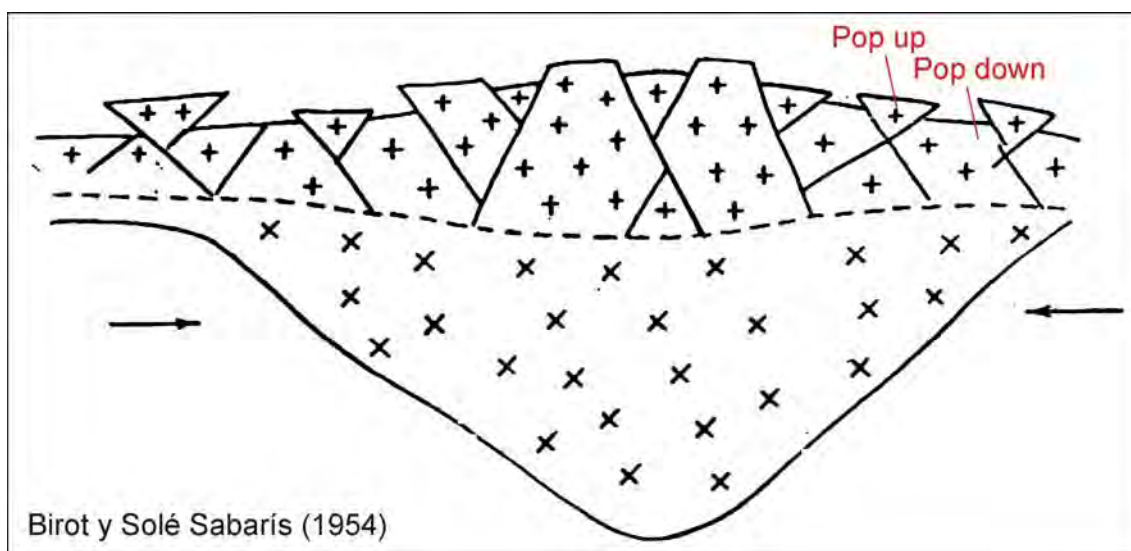


Figura 9. Interpretación estructural del Sistema Central hacia la mitad del siglo pasado.

Sin embargo, autores posteriores intentaron explicar la macroestructura del Sistema Central mediante fallas normales, desgarres o tectónica de piel fina (generalmente, con pocos datos de campo), aunque ya se disponía de perfiles sísmicos, para explotación petrolífera, del cabalgamiento del borde sur (Fig. 10).

Desafortunadamente, aún se utilizan los términos de **horst** y **graben** para referirse a los bloques más o menos elevados en esta cadena. En tectónica, esa nomenclatura se refiere siempre a fallas normales.

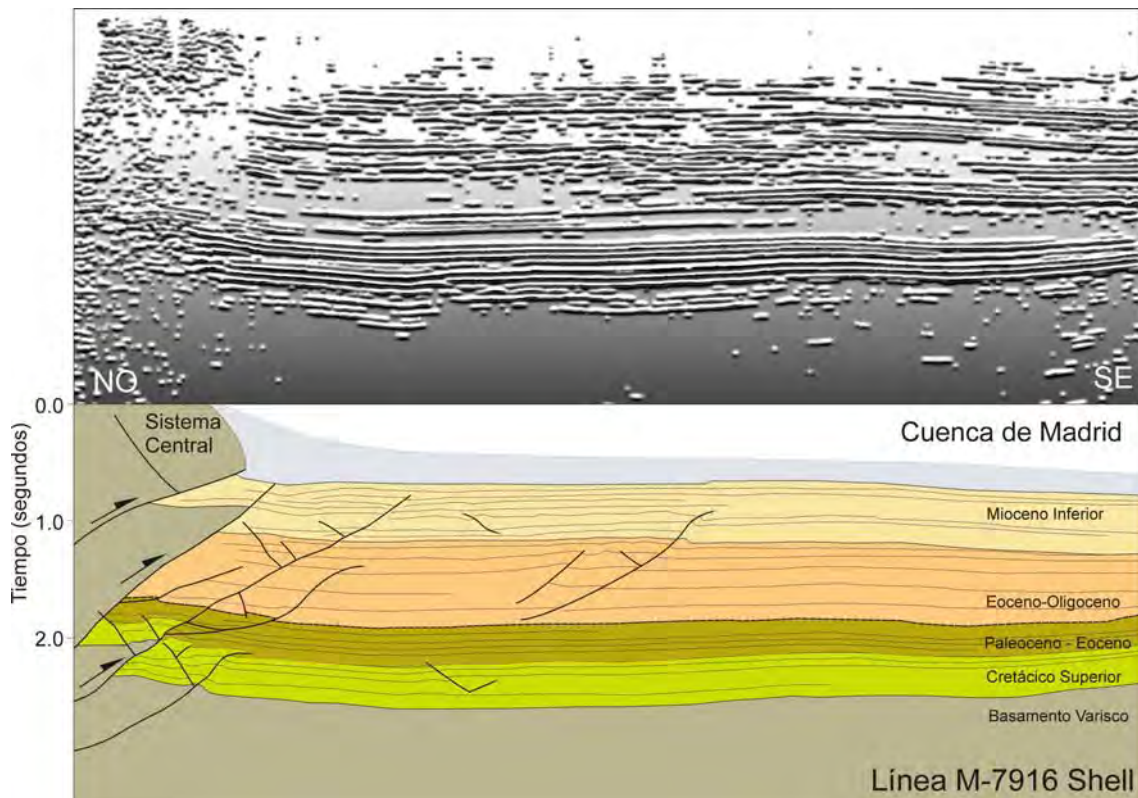


Figura 10. Línea sísmica reinterpretada que corta el cabalgamiento sur del Sistema Central a la altura de Torrelaguna.

Aunque, al contrario que en Pirineos o Béticas, no se dispone de perfiles sísmicos profundos, los análisis de la anomalía gravimétrica, de los pliegues y de las fallas en superficie permiten deducir una estructura a gran escala como la que se muestra en la Fig. 11.

Se aprecia entonces una disposición asimétrica entre los bordes N y S: en el sur, la deformación se concentra en una gran falla (el Cabalgamiento del Borde Sur, con un salto vertical de más de 5 km), mientras que en el norte, ésta aparece más repartida en una serie de cabalgamientos imbricados de piel gruesa. Los pop-downs son más estrechos que los pop ups, con algunas cuencas interiores, rellenas también se sedimentos Cenozoicos, como las del Amblés en Ávila o la del Lozoya en Madrid (Fig. 12).

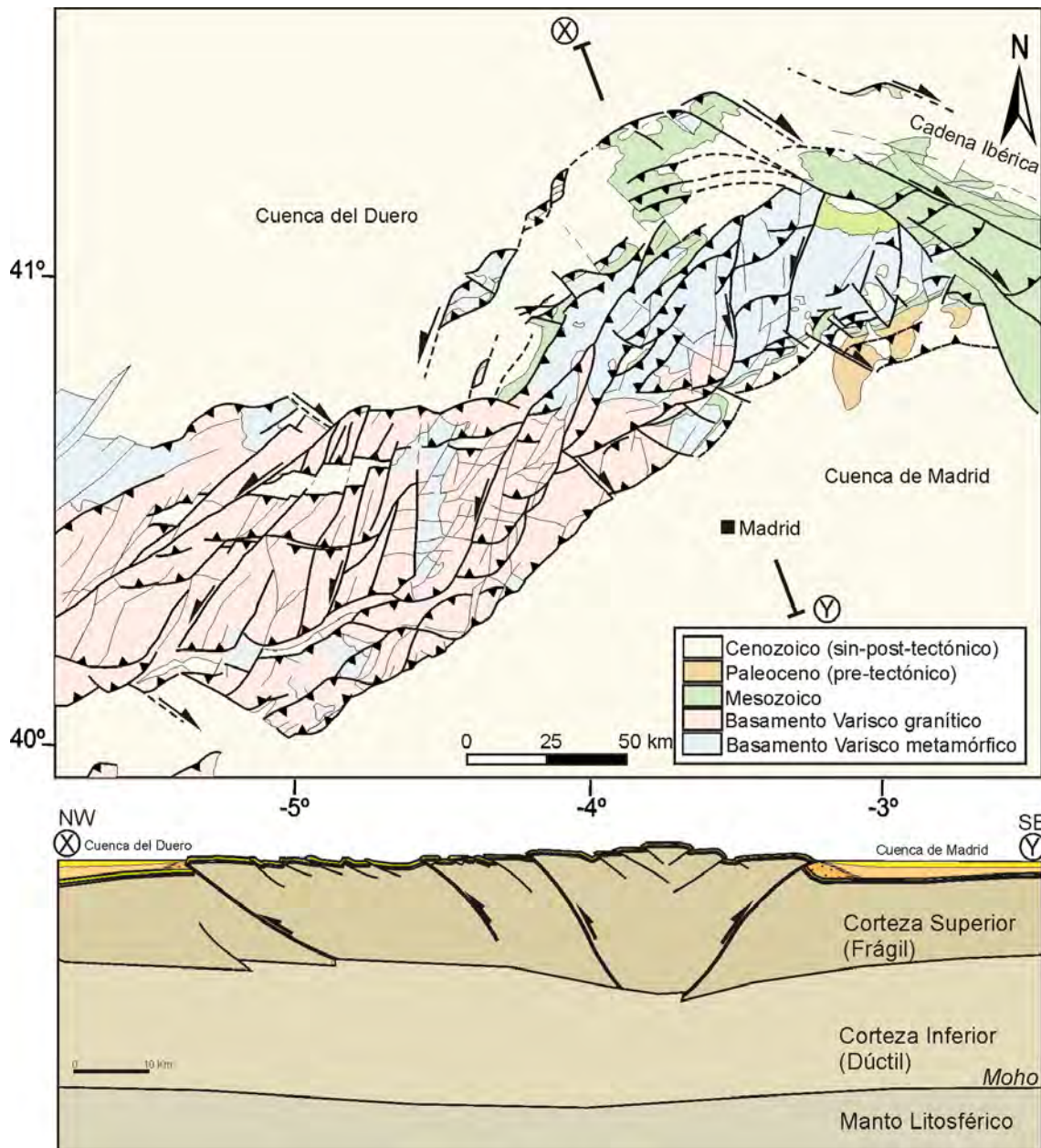


Figura 11. Esquema tectónico del Sistema Central (Gredos-Guadarrama-Somosierra) y su estructura en profundidad.

La altura promedio del sector del Sistema Central de la Fig. 11 es de más de 1000 m, con picos que superan los 2500 m. Sin embargo, en el Cretácico Superior el relieve del centro de la península era muy plano, con buena parte sumergida por debajo del nivel del mar (Fig. 13). Por lo tanto, la edad de la construcción del relieve actual es Cenozoica.



Figura 12. El pop down del Lozoya.



Figura 13. Paisaje Cretácico.

Para datar y cuantificar el levantamiento del Sistema Central se pueden emplear diversas aproximaciones (Fig.14).

Las cuencas sedimentarias de rampa abierta ([open ramp basins](#)) adosadas al Sistema Central (Duero, Madrid), así como las intramontanas, contienen mucha información que puede interpretarse en términos de tasas de levantamiento, hundimiento y erosión de la cadena a lo largo del tiempo geológico.

Normalizando la potencia de las formaciones sedimentarias en función de su composición se consiguen [curvas de subsidencia/edad](#) ([backstripping curves](#)) cuyos saltos bruscos (hacia abajo) denotan pulsos de actividad tectónica (algo retardada) en la cadena que, en definitiva, aporta los sedimentos a la cuenca (Fig. 14).

Aunque en la cuenca de Madrid se registran varios rejuvenecimientos en el sistema sedimentario a lo largo del Cenozoico, el inicio del Sistema Central como cadena ha quedado muy bien marcado por la entrada en el Eoceno de sistemas de abanicos aluviales que progradan sobre facies evaporíticas: durante el Paleoceno y Eoceno Inferior, el paisaje sería como el de la Fig.13, pero mucho más árido.

Esta entrada de conglomerados sobre yesos se observa bien, por ejemplo en el corte del río Sorbe al S del Embalse de Beleña (Fig. 14).

Sin embargo, el momento de mayor energía del sistema sedimentario del relleno Cenozoico de la Cuenca de Madrid se produce durante el Oligoceno-Mioceno Inferior, que coincide con una importante discordancia: los sedimentos, a partir del Mioceno Medio, casi no están deformados (estratificación horizontal) formando sucesiones menos potentes que las de las etapas anteriores. Esto se refleja en pendientes suaves en las curvas de backstripping.

Otra reciente fuente de información sobre las tasas de levantamiento-hundimiento la aportan los métodos de termocronología de baja temperatura, como el análisis de las huellas de fisión en apatitos. Son unas huellas de fisión espontánea en minerales ricos en uranio que se borran si el cristal supera los 160º C.

Se expresan en forma de gráficos que relacionan edad y temperatura. Si conocemos el flujo térmico de la zona, la temperatura se puede transformar en profundidad (o levantamiento), por lo que los saltos bruscos (hacia arriba) marcan también periodos de construcción tectónica del relieve.

Los resultados (Fig. 14) son congruentes con los obtenidos mediante el análisis del relleno sedimentario, si bien denotan un pulso en el Mioceno Superior-Plioceno que quizás podría relacionarse con la sedimentación de los abanicos aluviales.

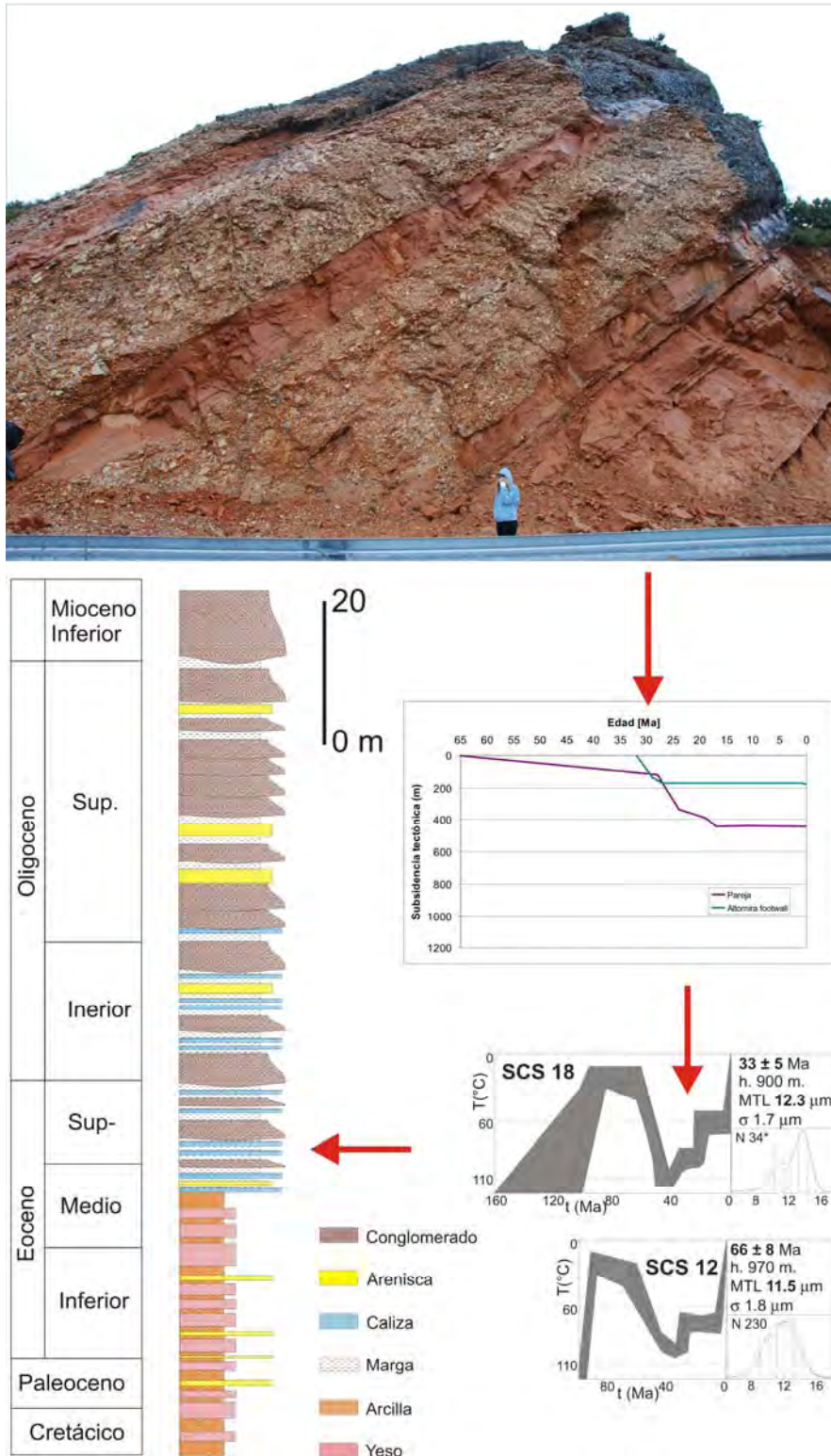


Figura 14. Métodos para datar la edad de la deformación: Curvas de subsidencia-levantamiento proporcionadas por backstripping y huellas de fisión (derecha). En la columna estratigráfica y en campo se observan abanicos aluviales que progradan sobre yesos.

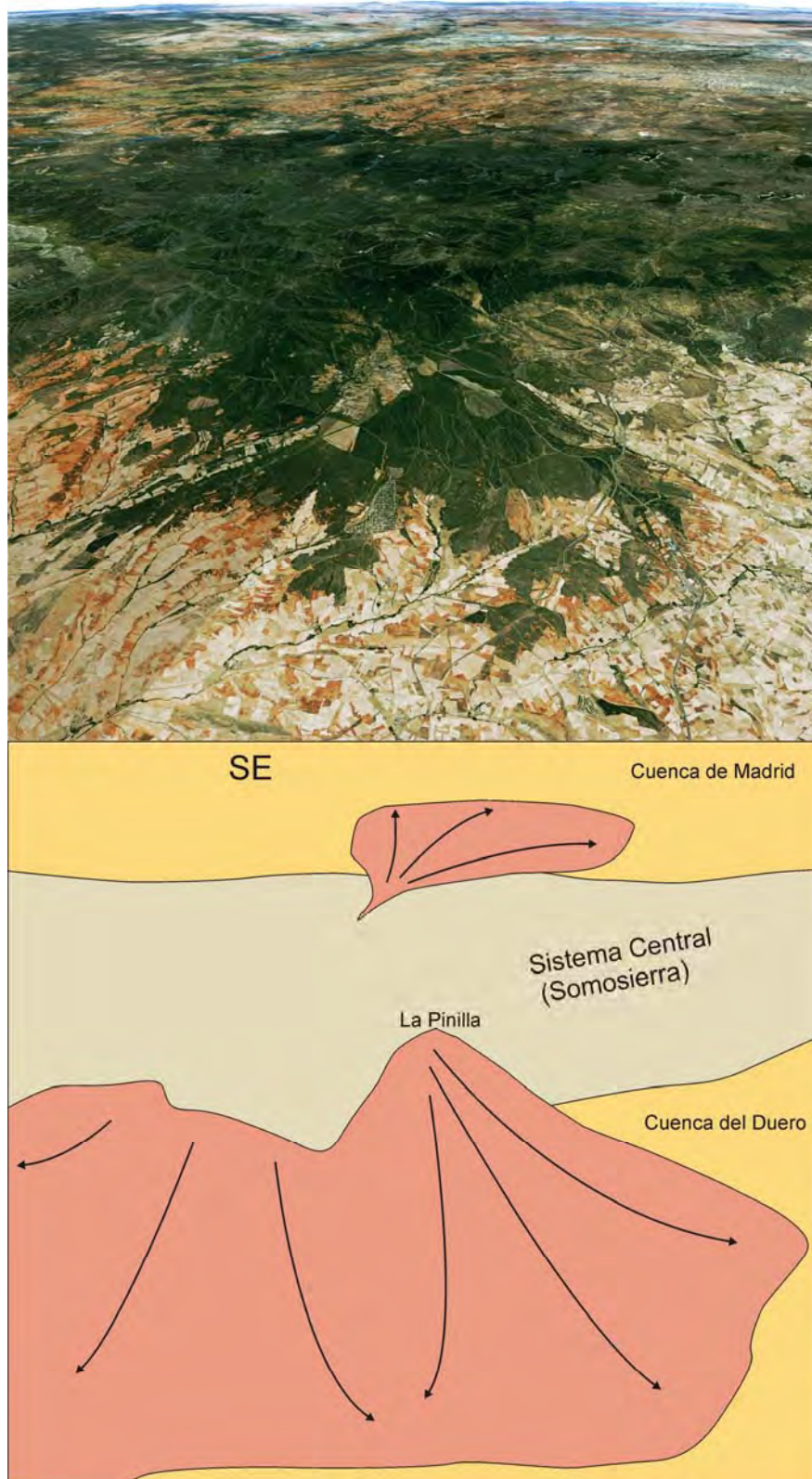


Figura 15. Los abanicos aluviales Pliocenos de Riaza y el Vado, tipo "raña".

Pliocenos tipo "raña" como los que tienen sus ápices en el embalse del Vado en el S o en la estación de esquí de la Pinilla en el N (Fig. 15).

PEQUEÑOS SISTEMAS CENTRALES

En el momento de mayor actividad del Sistema Central (Oligoceno-Mioceno Inferior), el límite de placas activo se situaba al N. Iberia estaba mecánicamente acoplada a África y el terreno de Alborán (lo que después serían las béticas y el Rif) se encontraba al E de su posición actual. Con esta configuración, los esfuerzos tectónicos (máxima compresión en la horizontal en dirección N-S) se transmitieron hacia el antepaís de un modo muy efectivo, produciendo una deformación intraplaca muy severa con una serie de cuencas y cadenas espaciadas regularmente, también en el N de África (Fig. 16).

Esta disposición estructural se explica hoy como una serie de pliegues de escala litosférica, siendo el primero al S de Pirineos el formado por la Cadena Ibérica, el Sistema Central y el espolón de Extremadura, ya en el océano al O de Lisboa. Esta macroestructura profunda produce la inversión del rift mesozoico del E peninsular, pero también afecta al centro y oeste que habían permanecido a salvo de extensiones previas importantes construyendo el Sistema Central.

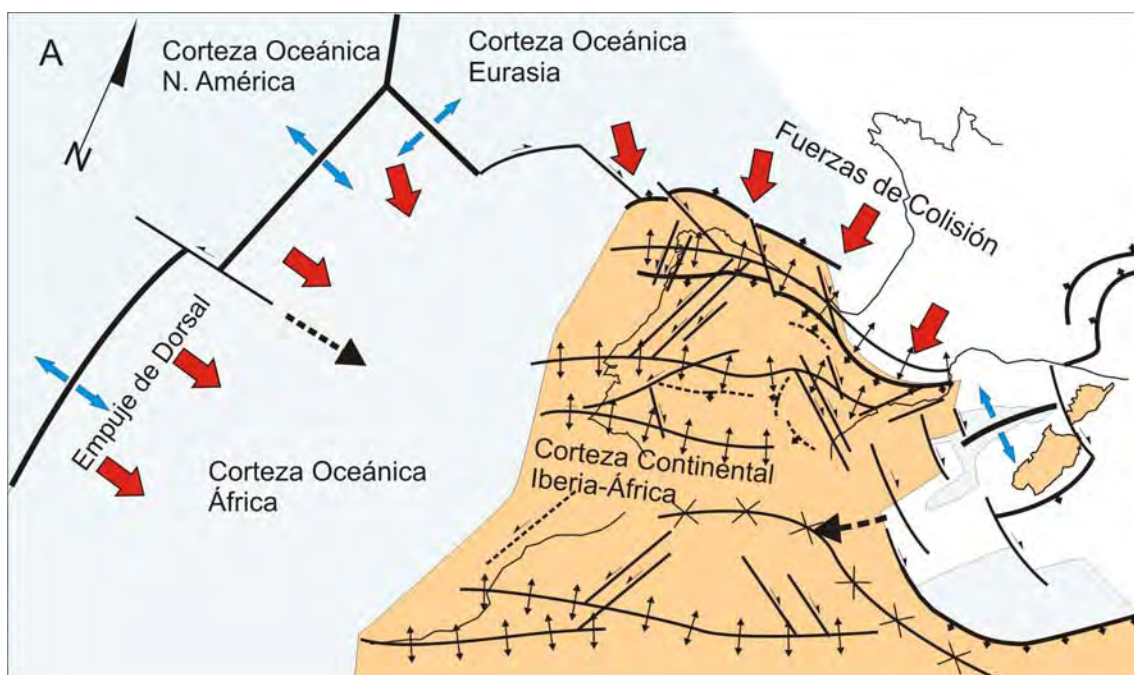


Figura 16. Situación de las placas (Eurasia-Iberia-África) en el Oligoceno y fuerzas tectónicas actuantes. El futuro (actual) borde de placas viene marcado por flechas negras a trazos.

Dada la regularidad de la deformación, resulta relativamente sencillo modelar el proceso, tanto mediante métodos numéricos, como análogos. Podemos así comprobar si, efectivamente, la litosfera continental puede plegarse y cómo se expresan estos pliegues en la topografía.

Con estas técnicas, la tectónica puede hoy en día contrastar y predecir el comportamiento de la dinámica litosférica. Esto sólo puede hacerse si los modelos

están adecuadamente “escalados”, es decir que las condiciones mecánicas, cinemáticas y dinámicas entre el modelo y la realidad son semejantes.

En los laboratorios de modelación análoga de la litosfera se emplean distintos materiales para simular el comportamiento mecánico de la **corteza superior** (arenas), el de la **corteza inferior** y el **manto litosférico** (siliconas) y el de la **astenosfera** (glicerol).

Los experimentos que simulan las condiciones de deformación de Iberia durante el Cenozoico (Fig. 17) reproducen con éxito el tipo de cadenas intraplaca de piel gruesa y la topografía del centro-oeste peninsular (Fig. 18): zonas elevadas (**cadena**) y relativamente deprimidas (**cuencas**) distribuidas periódicamente que conforman pop-ups y pop-downs con vergencias alternantes. Las que resultan en una deformación algo asimétrica, con un aumento de la potencia de la corteza inferior por debajo de la cadena son las que más se parecen a la estructura real del Sistema Central (Fig. 18).

¿HAY CABALGAMIENTOS ACTIVOS EN EL SISTEMA CENTRAL?

El dispositivo de deformación que acabamos de describir: acortamiento N-S con el desarrollo de pliegues litosféricos en Iberia y el N de África, empieza a desmontarse de este a oeste por la entrada del dominio de Alborán y el traslado del límite de placas activo al sur, entre Iberia (ya acoplada a Eurasia) y África, durante el Mioceno Medio.

El dominio de Alborán, mecánicamente menos rígido que las litosferas de Iberia y África, no permite en la actualidad la transmisión de esfuerzos compresivos hacia el interior de Iberia, como se deduce de los datos de sismicidad (terremotos registrados instrumentalmente).

Así, por delante de las Béticas, tanto en la Cadena Ibérica, como en Pirineos predominan los mecanismos focales de terremotos (Fig. 19) de tipo falla normal pura (ya no hay cabalgamientos activos en Pirineos). Mas hacia el oeste, por delante de donde aún no ha llegado el Dominio de Alborán (sobre todo entre el S de Lisboa y el Golfo de Cádiz), los mecanismos focales son de tipo falla inversa con una máxima compresión horizontal según la dirección NO-SE.

Si asimilamos un color al tipo de falla (mecanismo focal) predominante (azul, falla normal, blanco, desgarre y rojo, falla inversa) (Fig. 20), se aprecia un cambio gradual en el tipo de falla predominante, desde normales en el NE a inversas en el SW.

El 23 de Abril de 1909, la ciudad de Benavente, unos 30 km al E de Lisboa fue completamente destruida por un violento terremoto de magnitud $M_W = 6.0-6.1$. Gracias a la cantidad de energía sísmica emitida, el sismo pudo registrarse bien en las pocas estaciones sismológicas que entonces ya existían en Europa, por lo que recientemente se ha podido calcular su mecanismo focal (Fig. 20). Resulta ser el de una falla inversa NE-SO como las del cabalgamiento entre la Sierra de Montejunto y la Cuenca baja del Tajo (cabalgamiento del borde sur del Sistema Central).

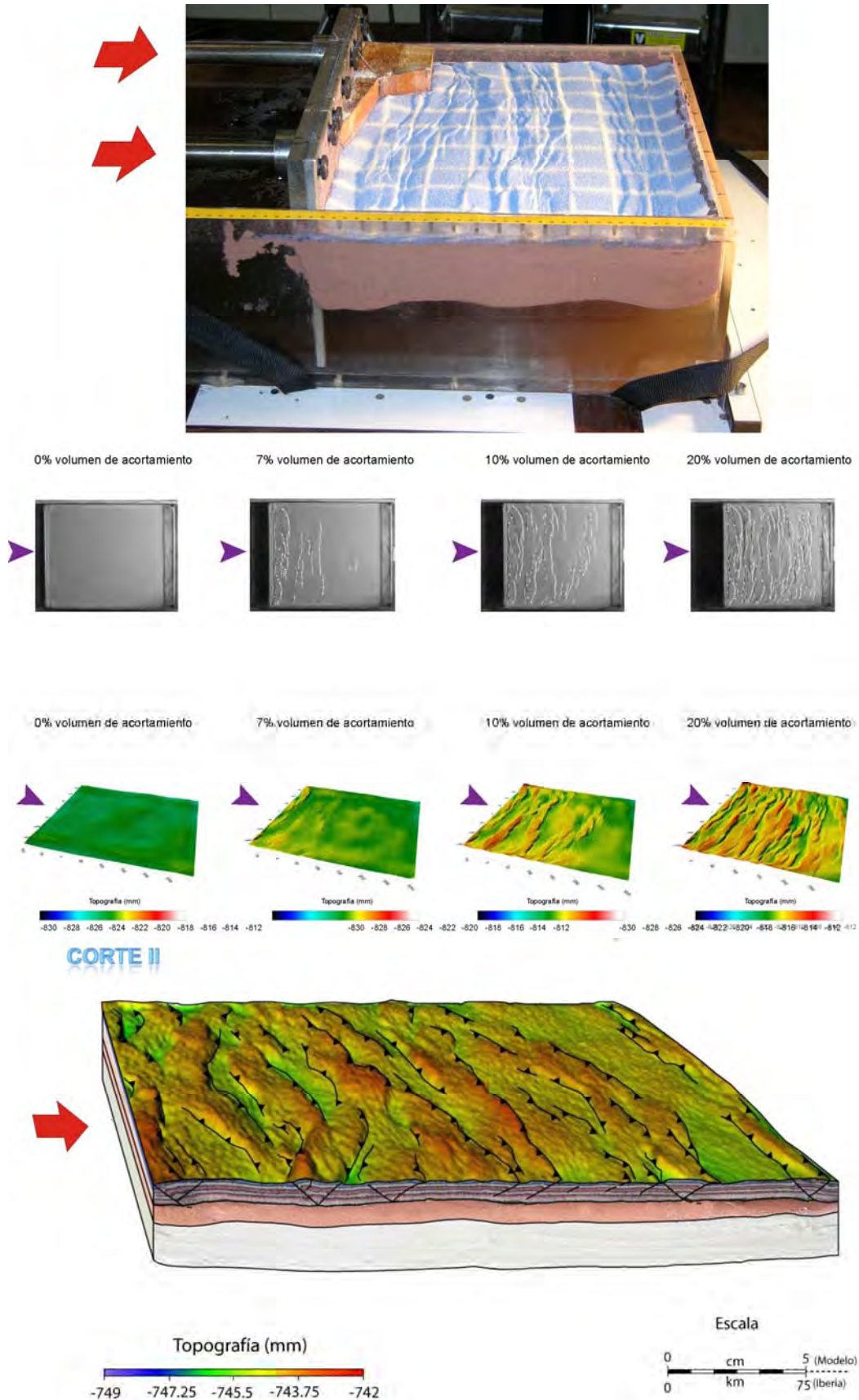


Figura 17. Modelos análogos de pliegues litosféricos similares a los de Iberia realizados en el laboratorio de tectónica de la VU de Ámsterdam (DEA de Javier Fernández Lozano).

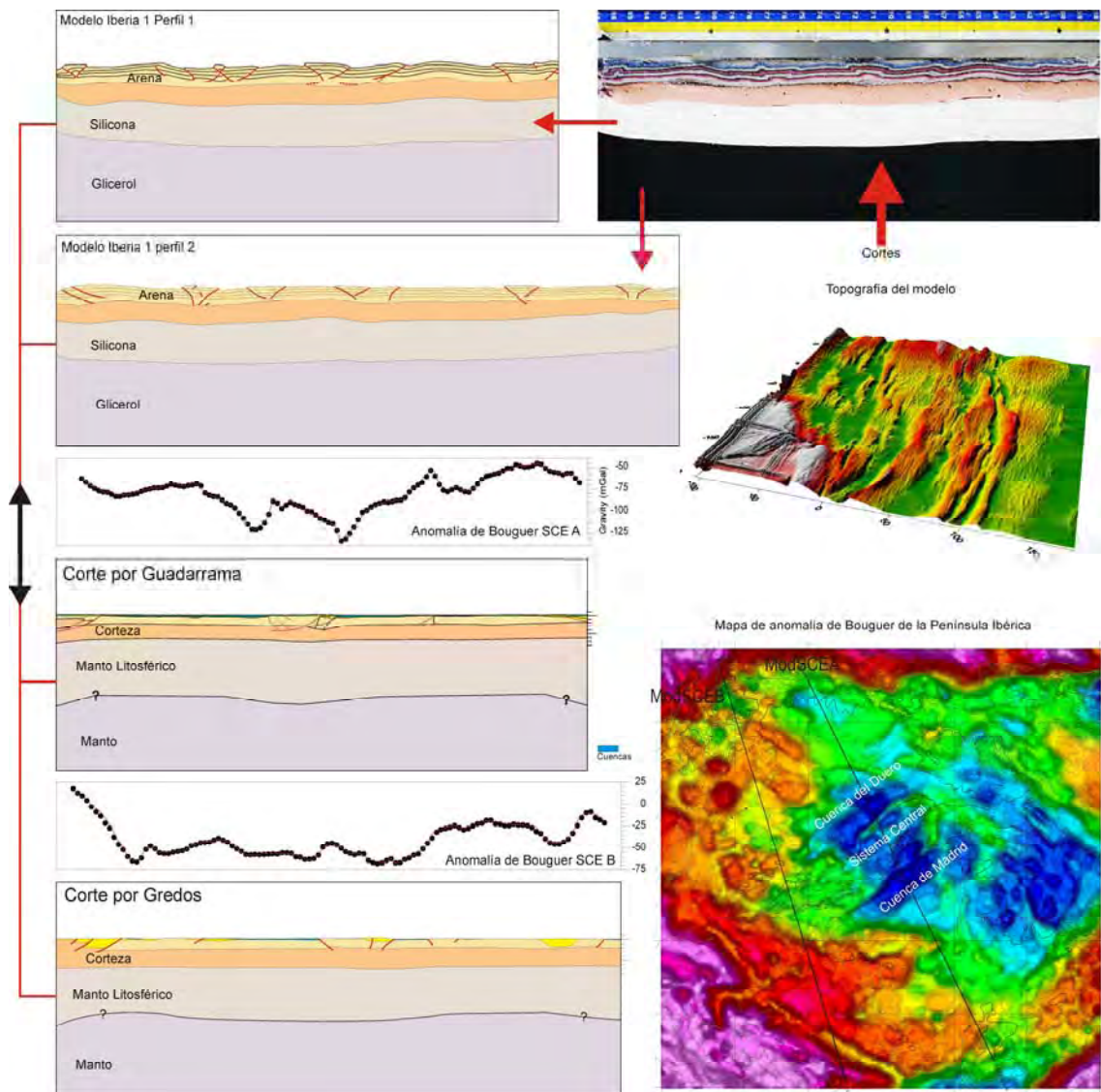


Figura 18. Contraste entre el modelo y la realidad (dibujados a escalas equivalentes). Abajo y a la izquierda se muestra un mapa de la anomalía gravimétrica de Bouguer que sirve para constreñir los cortes que se muestran a la derecha.

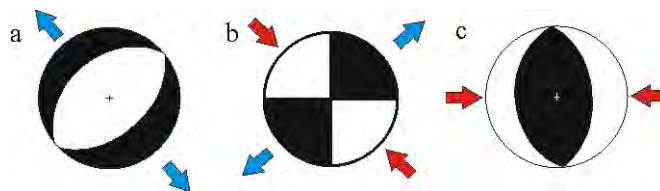


Figura 19. Tipos de mecanismos focales de terremotos con movimiento puro. Proyección estereográfica, hemisferio inferior. Los sismos se originan por un movimiento brusco en una falla que puede deducirse mediante la inversión de las ondas sísmicas. a) Falla normal. Extensión NO-SE y falla con dirección NE-SO. b) Desgarre. N-S lateral izquierdo o E-O lateral derecho. c) Falla inversa (“ojo de gato”). Compresión E-O y cabalgamiento N-S.

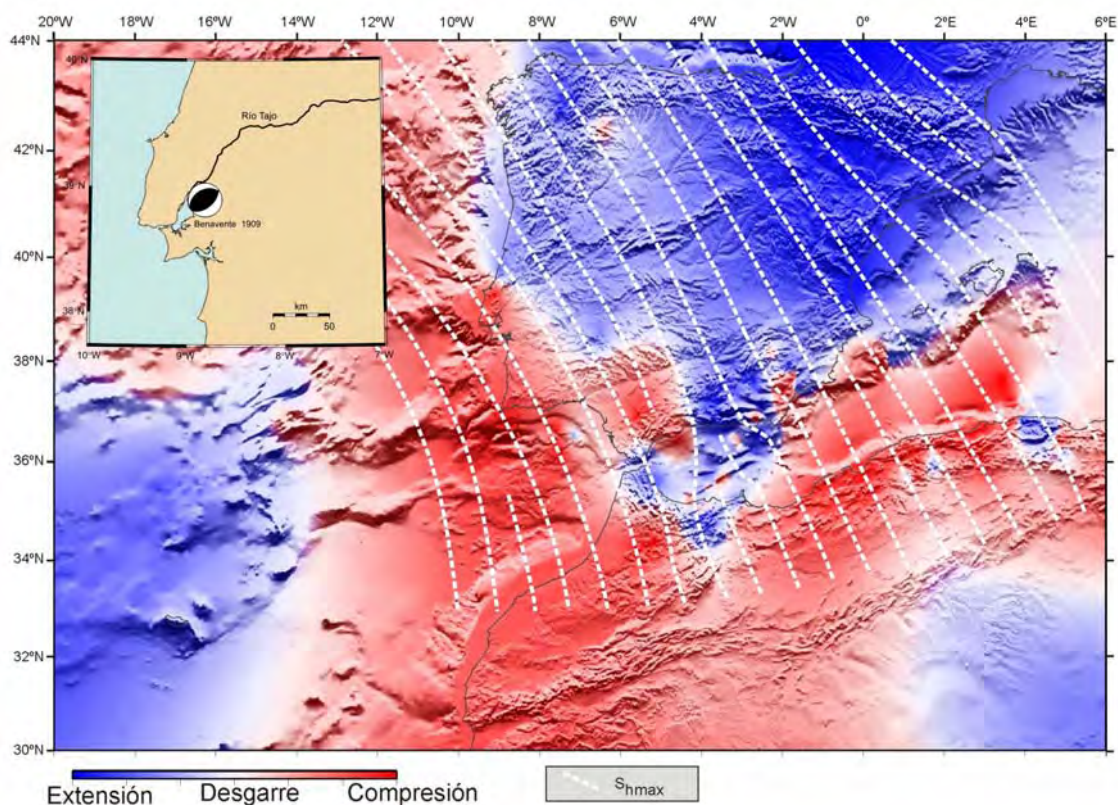
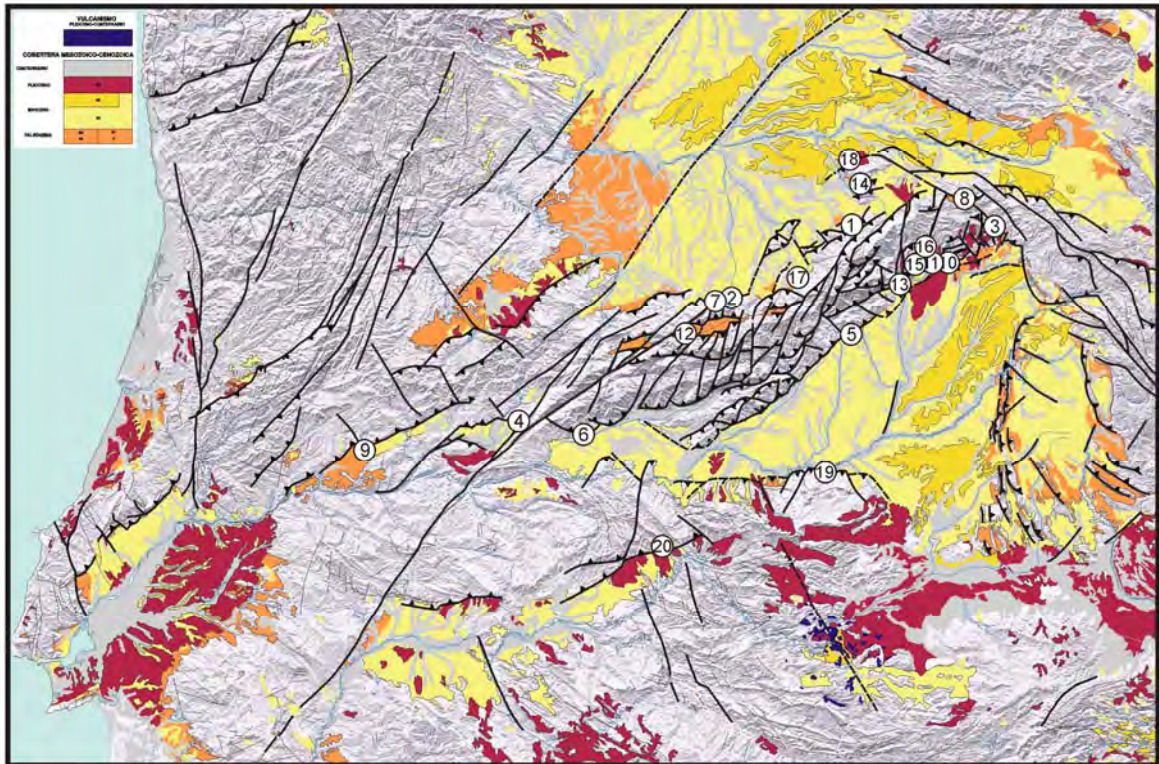


Figura 20. Estado de esfuerzos tectónicos activos en la Península Ibérica. La dirección de máximo acortamiento en la horizontal está dibujada con líneas blancas a trazos (De Vicente et al., 2007). En recuadro: Mecanismo focal del terremoto destructivo de Benavente (1909). Se trata de un cabalgamiento como los del Sistema Central (Stich et al., 2005).

Las evidencias de tectónica reciente aumentan hacia el oeste a lo largo del Sistema Central. Así, el cabalgamiento del borde N de la Serra da Estrela afecta a materiales pliocenos de la cuenca de Lousa.

Por lo tanto, los cabalgamientos del Sistema Central parecen continuar activos en Portugal y quizás en las Sierras de Gata y Guadalupe.

GUÍA DE CABALGAMIENTOS



- | | | | |
|----|-------------|----|--------------------|
| 1 | Almiruete | 16 | Valdesotos |
| 2 | Cardeñosa | 17 | Zarzuela del Monte |
| 3 | Cercadillo | 18 | Fuentenebro |
| 4 | Coria | 19 | Toledo |
| 5 | Las Cuestas | 20 | Guadalupe |
| 6 | Jaraíz | | |
| 7 | Monsalupe | | |
| 8 | La Pela | | |
| 9 | Ponsul | | |
| 10 | Muriel | | |
| 11 | Tamajón | | |
| 12 | Pradosegar | | |
| 13 | San Vicente | | |
| 14 | Sepúlveda | | |
| 15 | Tortuero | | |

AGRADECIMIENTOS

Después de 25 años buscando cabalgamientos e intentando comprender la tectónica alpina del Sistema Central, resulta muy difícil elaborar una lista de amigos y colegas que me han ayudado discutiendo, saliendo al campo. Desafortunadamente, quien primero me viene a la cabeza ya no está con nosotros. Juntos re-descubrimos que la inmensa mayoría de los contactos cuenca-cadena eran cabalgantes, lo que nos costó alguna bronca. Es absolutamente cierto que, sin la ayuda constante de José Manuel González Casado, esta guía no se podría haber realizado. Ramón Capote, director de mi tesis que me encaminó al mundo “frágil”. A todos mis doctorandos, pasados, fallidos y en curso. Especialmente Alfonso Muñoz, que ejerció ya desde el principio más como colaborador que como aprendiz. A Jorge Giner, Miguel Ángel Rodríguez Pascua, Loreto Antón, Silvia Martín Velázquez, Antonio Olaiz (siempre se apunta al campo) y Javier Fernández Lozano, que está haciendo “pequeños Sistemas Centrales” en el laboratorio de Tectónica de la Universidad Libre de Ámsterdam (suyas son las imágenes de ese apartado). En esa Universidad, el Profesor Sierd Cloetingh lidera también un grupo de entusiastas del Sistema Central que, bajo su dirección, han realizado estudios en temas que han contribuido enormemente al conocimiento tectónico del Sistema Central: Jan Diederik Van Wees, Bernardo Andeweg, Karen de Bruijne, Paul Andriessen, Dimitrios Sokoutis, Ernst Willingshoffer. Nuestra investigación conjunta dura ya bastantes años. En Portugal, el grupo de colaboradores de los profesores Joao Cabral (Universidad de Lisboa) y Pedro Cunha (Universidad de Coimbra) forma también parte de la sociedad “amigos del Sistema Central”: Antonio Martíns, Diamantino Pereira... gracias por ampliarnos las fronteras de esta cadena “trans-ibérica”. Por último, y debería figurar como el primero, el Profesor Ramón Vegas ha sido una constante fuente de apoyo e inspiración. Siempre tengo la sensación de que cuando yo voy, el ya vuelve...espero que nuestra colaboración dure aún muchos años. A Mali, Alba y Carlos, que soportan mis ausencias encerrado en el cuarto del ordenador.

Una iniciativa de la red **TOPO-EUROPE** y el proyecto Consolider Ingenio 2006 «**Topo Iberia**» CSD2006-00041 (Fig. 179) (Fig. 179).



Figura 179.

BIBLIOGRAFÍA DE CONSULTA

- Andeweg, B.; De Vicente, G.; Cloetingh, S.; Giner, J. y Muñoz Martín, A. 1999. *Local stress fields and intraplate deformation of Iberia: variations in spatial and temporal interplay of regional stress sources. Tectonophysics*, 305: 153-164.
- Biro, P. y Solé-Sabaris, L. 1954. Recherches morphologiques dans le nord-ouest de la peninsule iberique. *Mem. Doc. Centre Rech. et Docum. Cartogr. et Geograph.*, 4: 7-61.
- Cabral, J., and Ribeiro, A. 1990. Neotectonic studies in Portugal - the neotectonic Map. Bull. INQUA Neotectonics Commission, 13: 6-8.
- Calvo, J.P.; Daams, R. ; Morales, J. ; López-Martínez, N. ; Agustí, J. ; Anadón, P. ; Armenteros, I. ; Cabrera, L. ; Civis, J. ; Corrochano, A. ; Diaz-Molina, M. ; Elízaga, E. ; Hoyos, M. ; Martín-Suárez, E. ; Martínez, J. ; Moissenet, E.; Muñoz, A. ; Pérez-García, P. ; Pérez-González, A. ; Portero, J.M. ; Robles, F. ; Santisteban, C. ; Torres, T. ; Van der Meulen, A.J. ; Vera, J.A. y Mein, P. 1993. Up-to-date Spanish continental Neogene synthesis and paleoclimatic interpretation. *Rev. Soc. Geol. España*, 6: 1-16.
- Calvo, J.P. 2004. Rasgos comunes de las Cuencas cenozoicas. En: *Geología de España* (J.A: Vera ed.), SGE, IGME, Madrid, pp. 584-586.
- Cloetingh, S. ; Burov, E. ; Beekman, F. ; Andeweg, B. ; Andriessen, P.A.M. ; Garcia-Castellanos, D. ; De Vicente, G. y Vegas, R. 2002. Lithospheric folding in Iberia. *Tectonics*, 21(5): 1041-1067.
- Cloetingh, Sierd y Ziegler, P.A. ; Bogaard, P.J.F. ; Andriessen, P.A.M.; Artemieva, I.M. ; Bada, G. ; Van Balen, R.T. ; Beekman, F. ; Ben-Avraham, Z. ; Brun, J.P. ; Bunge, H.P.; Burov, E.B. ; Carbonell, R. ; Faccena, C. ; Friedrich, A. ; Gallart, J.; Green, A.G. ; Heidbach, O. ; Jones, A.G. ; Matenco, L.; Mosar, J. ; Oncken, O. ; Pascal, C. ; Peters, G. ; Sliupa, S.; Soesoo, A.; Spakman, W.; Stephenson, R.A.; Thybo, H.; Torsvik, T.; Vicente Muñoz, Gerardo de; Wenzel, F. y Wortel, 2007. M.J.R. *TOPO-EUROPE: The geoscience of coupled deep Earth-surface processes. Global and Planetary Change*, 58 (1-4): 1-118.
- De Bruijne, C.H. 2001: Denudation, intraplate tectonics and far fields effects in central Spain. *Tesis Doctoral, Univ. Libre de Amsterdam*, 164 p.
- De Bruijne, C.H. y Andriessen, P. 2002. Far field effects of alpine plate tectonicism in the Iberian micriplate recorded by fault-related denudation in the Spanish Central System. *Tectonophysics*, 349. 161-184.
- De Vicente, G.; Giner Robles, J.L.; Muñoz Martín, A.; González, J.M. y Lindo, R. (1996). Determination of present-day stress tensor and neotectonic interval in the

Spanish Central System and Madrid basin, Central Spain. *Tectonophysics*, 266 (1-4): 405-442.

De Vicente, G. (Ed.). 2004. La estructura alpina del antepaís ibérico. Cap. 7. *Geología de España*. Sociedad Geológica de España-IGME 583-633.

De Vicente, G.; Vegas, R.; Muñoz-Martín, A.; Silva, P.G.; Andriessen, P.; Cloetingh, S.; González-Casado, J.M.; Van Wees, J.D.; Álvarez, J.; Carbó, A. y Olaiz, A. 2007. Cenozoic thick-skinned and topography evolution of the Spanish Central System. *Global and Planetary Change*, 58: 335-381.

De Vicente, G.; Cloetingh, S.; Muñoz-Martín, A.; Olaiz, A.; Stich, D.; Vegas, R.; Galindo-Zaldivar, J. y Fernández-Lozano, J. 2008. Inversion of moment tensor focal mechanisms for active stresses around Microcontinent Iberia: Tectonic implications. *Tectonics*, 27: 1-22.

De Vicente, G. y Vegas, R. 2008. Topography controlled by large scale distributed deformation along the western Africa-Eurasia limit: Tectonic constrains. *Tectonophysics*.

De Vicente, G.; Vegas, R.; Muñoz Martín, A.; Van Wees, Jan Diederik; Casas-Sáinz, A.; Sopeña, A.; Sánchez-Moya, Y.; Arche, A.; López-Gómez, J.; Olaiz Campos, A. J. y Fernández-Lozano, J. 2009. Oblique strain partitioning and transpression on an inverted rift: The Castilian Branch of the Iberian Chain. *Tectonophysics*. ISSN 0040-1951.

Gómez-Ortíz, D.; Tejero, R.; Babín-Vich, R. y Rivas, A. 2005. Crustal density structure in the Spanish Central System derived from gravity data analysis (Central Spain). *Tectonophysics*, 403(1-4), 131-149.

Olaiz, A.; De Vicente, G.; Vegas, R.; González-Casado, J.M.; Muñoz-Martín; A. y Álvarez, J., 2004. El cabalgamiento de Valdesotos: consecuencias de la acomodación del acortamiento cenozoico en el zócalo del Sistema Central. *Geotemas*, 5 (6): 237-240.

Proença-Cunha, P.; Antunes-Martins, A.; Daveau, S. y Friend, P.F., 2004. Tectonic control of the Tejo river fluvial incision during the late Cenozoic, in Ródão—central Portugal (Atlantic Iberian border). *Geomorphology*, 64, (3-4): 17,271-298.

Querol, R., 1989. *Geología del subsuelo de la Cuenca del Tajo*. Instituto Tecnológico Geominero de España, Madrid.

Racero, A., 1988. Consideraciones acerca de la evolución geológica del margen NW de la Cuenca del Tajo durante el Terciario a partir de datos del subsuelo. Congreso Geológico de España, Granada, pp.213-221.

- Silva, P.G.; Goy, J.L.; Zazo, C. y Bardaji, T. 2003. Fault-generated mountain fronts in southeast Spain; geomorphologic assessment of tectonic and seismic activity. *Geomorphology*, 50(1-3): 203-225.
- Stich, D.; Batll O, J.; Maci`a, R.; Teves-Costa, P. y Morales, J. 2005. Moment tensor inversion with single-component historical seismograms: The 1909 Benavente (Portugal) and Lambesc (France) earthquakes. *Geophys. J. Int.* (2005)162: 850–858.
- Teixell, A.; Arboleya, M.L.; Julivert, M., y Charroud, M. 2003. Tectonic shortening and topography in the central High Atlas (Morocco). *Tectonics*, 22 (5): 1051.
- Tejero, R. y Ruiz, J., 2002. Thermal and mechanical structure of the central Iberian Peninsula lithosphere. *Tectonophysics*, 350: 49-62.
- Van Wees, J.D.; Cloetingh, S. y De Vicente, G., 1996. The role of pre-existing weak-zones in basin evolution: constraints from 2D finite element and 3D flexure models. In: *Modern developments in structural interpretation, validation and modelling* (P.G. Buchanan and D.A. Nieuwland, Eds.). Geol. Soc. (London), Sp. Publ., 99: 297-320.
- Vegas, R. 2006. Modelo tectónico de formación de los relieves montañosos y las cuencas de sedimentación terciarias del interior de la Península Ibérica. *Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat. (Sec. Geol)*. 101(1-4): 31-40.

RECURSOS ELECTRÓNICOS

Estos trabajos pueden obtenerse en: <http://eprints.ucm.es/>

- Van Wees, J. D.; Cloetingh, S. y De Vicente, G. 1996. In *Modern developments in structural interpretation, validation and modelling. Geological Society Special Publication* (99): 297-332. Geological Society, London, pp. ISBN 1 897799 43 8.
[The role of pre-existing faults in basin evolution: constraints from 2D finite element and 3D flexure models](#)
- De Vicente, G.; Giner Robles, J.L.; Muñoz Martín, A.; González, J.M. y Lindo, R. 1996. *Tectonophysics*, 266 (1-4), pp. 405-442.
[Determination of present-day stress tensor and neotectonic interval in the Spanish Central System and Madrid basin, Central Spain](#)
- Andeweg, B.; De Vicente, G.; Cloetingh, S.; Giner, J. & Muñoz Martín, A. *Tectonophysics*, 305, pp. 153-164.
[Local stress fields and intraplate deformation of Iberia: variations in spatial and temporal interplay of regional stress sources \(1999\)](#)

Olaiz, A.; De Vicente, G.; R. Vegas; J.M. González-Casado; A. Muñoz Martín y J. Álvarez. *Geo-temas*, 6 (5): 237-240.

[El cabalgamiento de Valdesotos: consecuencias de la acomodación del acortamiento cenozoico en el zócalo del Sistema Central.](#)

De Vicente, G.; Vegas, R.; Muñoz-Martín, A.; Silva, P.G.; Andriessen, P.; Cloetingh, S.; González-Casado, J.M.; Van Wees, J.D.; Álvarez, J.; Carbó, A. y Olaiz, A. 2007. *Global and Planetary, Change* , 58: 335-381.

[Cenozoic thick-skinned and topography evolution of the Spanish Central System](#)

Cloetingh, S.; Ziegler, P.A.; Bogaard, P.J.F.; Andriessen, P.A.M.; Artemieva, I.M.; Bada, G.; Van Balen, R.T.; Beekman, F.; Ben-Avraham, Z.; Brun, J.P.; Bunge, H.P.; Burov, E.B.; Carbonell, R.; Faccena, C.; Friedrich, A.; Gallart, J.; Green, A.G.; Heidbach, O.; Jones, A.G.; Matenco, L.; Mosar, J.; Oncken, O.; Pascal, C.; Peters, G.; Sliupa, S.; Soesoo, A.; Spakman, W.; Stephenson, R.A.; Thybo, H.; Torsvik, T.; Vicente Muñoz, Gerardo de; Wenzel, F. y Wortel, 2007. M.J.R. *TOPO-EUROPE: The geoscience of coupled deep Earth-surface processes*. *Global and Planetary Change*, 58 (1-4): 1-118.

[TOPO-EUROPE: The geoscience of coupled deep Earth-surface processes.](#)

De Vicente, G.; Cloetingh, S.; Muñoz-Martín, A.; Olaiz, A.; Stich, D.; Vegas, R.; Galindo-Zaldivar, J. y Fernández-Lozano, 2008 *J. Tectonics*, 27: 1-22. DOI: 10.1029/2006TC002093

[Inversion of moment tensor focal mechanisms for active stresses around Microcontinent Iberia: Tectonic implications.](#)

De Vicente, G. y Vegas, R. *Tectonophysics* . ISSN 0040-1951

[Large-scale distributed deformation controlled topography along the western Africa-Eurasia limit: Tectonic constrains.\(2009\)](#)

De Vicente, G.; Vegas, R.; Muñoz Martín, A.; Van Wees, J. D.; Casas-Sáinz, A.; Sopeña, A.; Sánchez-Moya, Y.; Arche, A.; López-Gómez, J.; Olaiz Campos, A. J. y Fernández-Lozano, Javier *Tectonophysics* . ISSN 0040-1951

[Oblique strain partitioning and transpression on an inverted rift: The Castilian Branch of the Iberian Chain \(2009\).](#)

De Vicente, G.; Vegas, R.; Guimerà, J.; Muñoz Martín, A.; Casas, A.; Cloetingh, S. y Alvarez, Capítulo 7 En: *Geología de España*. (Vera, J.A., Ed. Prpal.) Sociedad Geológica de España; IGME: 585-630 pp.

[Estructura Alpina del antepaís Ibérico \(2004\)](#)

Casas-Sainz, A. y De Vicente, G. 2009. *Tectonophysics* . ISSN 0040-1951.

[On the tectonic origin of Iberian topography.](#)

Fernández Lozano, Javier. 2008.

[Modelación análoga de la evolución del relieve Cenozoico de la Península Ibérica: implicaciones en la dinámica cortical y litosférica.](#) D.E.A,

Cloetingh, S.; Burov, E.; Beekman, F.; Andeweg, B.; Andriessen, P.; García-Castellanos, D.; De Vicente, G. y Vegas, R. 2002. *Tectonics*, 21(5): 1041-1067. (DOI:10.1029/2001TC901031.). ISSN :0278-7407.

[Lithospheric folding in Iberia.](#)

Recibido: 1 junio 2009.

Aceptado: 30 junio 2009.