

Evolución del Pirineo central a partir de la comparación entre observaciones y modelos geodinámicos numéricos

Evolution of the central Pyrenees from comparison between numeric geodynamic models and observations

J.A. Muñoz (*), C. Beaumont (**), P. Fulsack (**) and J. Hamilton (**)

(*) Departament de Geologia Dinàmica, Geofísica i Paleontologia. Universitat de Barcelona. Zona universitària de Pedralbes, 08071-Barcelona.

(**) Oceanography Department, Dalhousie University, Halifax, Nova Scotia, B3H 4J1, Canada

ABSTRACT

Numerical geodynamical models guided by the geological evolution of the central Pyrenees show the role of some of the major factors controlling the development and the final geometrical style of the collisional orogens. Models are controlled by kinematic boundary conditions as determined by the subduction of part of the lithosphere as well as by initial crustal properties. Model results show that one of the major factors of the evolution of a collisional orogen is the geometry and characteristics of the inherited crust. The selected physical properties of the crust and the boundary conditions, including the subduction of the Iberian lower crust together with the lithospheric mantle, explain the crustal structure and the foreland basin geometry of the intermediate orogenic states as compared with partial restored cross-sections as well as the observed final geometry.

Key words: *Pirineos, ECORS, modelización, modelos geodinámicos, estructura cortical*

*Geogaceta, 20 (2) (1996), 454-457
ISSN: 0213683X*

Introducción

En los últimos años se han desarrollado modelos geodinámicos analógicos y numéricos para investigar la evolución geodinámica de los sistemas orogénicos (Malavielle, 1984, Liu *et al.*, 1992, Willet, *et al.*, 1993, Beaumont & Quinlan, 1994). Estos modelos han reproducido satisfactoriamente algunas de las características generales de la evolución de los orógenos. Los modelos analógicos son más intuitivos y suministran ideas básicas y sencillas. Los modelos numéricos permiten incorporar gran número de variables iniciales y simular las condiciones físicas a escala litosférica. Sin embargo, su materialización es compleja y se precisa una gran capacidad de desarrollo numérico y de cálculo.

Cada orógeno presenta su propio estilo de deformación que difiere de otros en función de diversos factores, como por ejemplo las características iniciales de la corteza, la cantidad de convergencia y los procesos superficiales entre muchas otras variables. Estas diferencias pueden ayudarnos a entender el papel de los distintos procesos en la edificación de los orógenos. Los modelos pueden contribuir en este entendimiento facilitando la

integración de datos geológicos y geofísicos y suministrando ideas que permitan la interpretación de los mismos.

El principal objetivo de esta comunicación es el de combinar un ejemplo de evolución de un orógeno de colisión de pequeña magnitud, bien establecida a partir de gran cantidad de datos geológicos y geofísicos con la capacidad de los modelos geodinámicos numéricos. En el caso de los Pirineos, la magnífica preservación de los materiales sinorogénicos, incluso los relacionados a los primeros estadios de la convergencia, permite establecer de una manera razonable la geometría del orógeno en distintos estadios intermedios (Muñoz, 1992, Vergés, 1993, Vergés *et al.*, 1995). La evolución de la estructura cortical restringe de una forma considerable los modelos geodinámicos que a partir de unas condiciones físicas iniciales y de unas condiciones de contorno, no únicamente han de satisfacer la geometría cortical y el estilo de deformación observado en la actualidad sino la de los distintos estadios intermedios deducidos. Para este análisis de la evolución de la estructura cortical comparando reconstrucciones a partir de datos geológicos y geofísicos con los resultados de modelos numéricos se

ha escogido la transversal del perfil ECORS-Pirineos (Fig. 1) dada la gran cantidad de datos geofísicos existentes (Choukroune, *et al.*, 1989, Daignières *et al.*, 1989).

Estructura cortical de los Pirineos y balance de masas

Un corte geológico en la transversal del Pirineo central, a lo largo del perfil ECORS-Pirineo muestra un orógeno caracterizado por una doble cuña asimétrica (Fig. 1, Muñoz, 1992). La cuña meridional esta constituida por un sistema imbricado que afecta a las rocas de la cobertera y un apilamiento antiforme de rocas del zócalo. Ambos sistemas de cabalgamientos se desplazaron hacia el sur entre el Cretácico superior y el Mioceno. La cuña septentrional esta formada por un sistema de cabalgamientos dirigidos hacia el norte que afecta a las rocas tanto de la cobertera como del zócalo hercínico. La estructura cortical y litosférica del Pirineo esta bien caracterizada a partir de numerosos datos geofísicos. El perfil sísmico ECORS es el que mejor define la estructura cortical y ha sido la base para la construcción de un corte compensado y cortes restituídos parciales

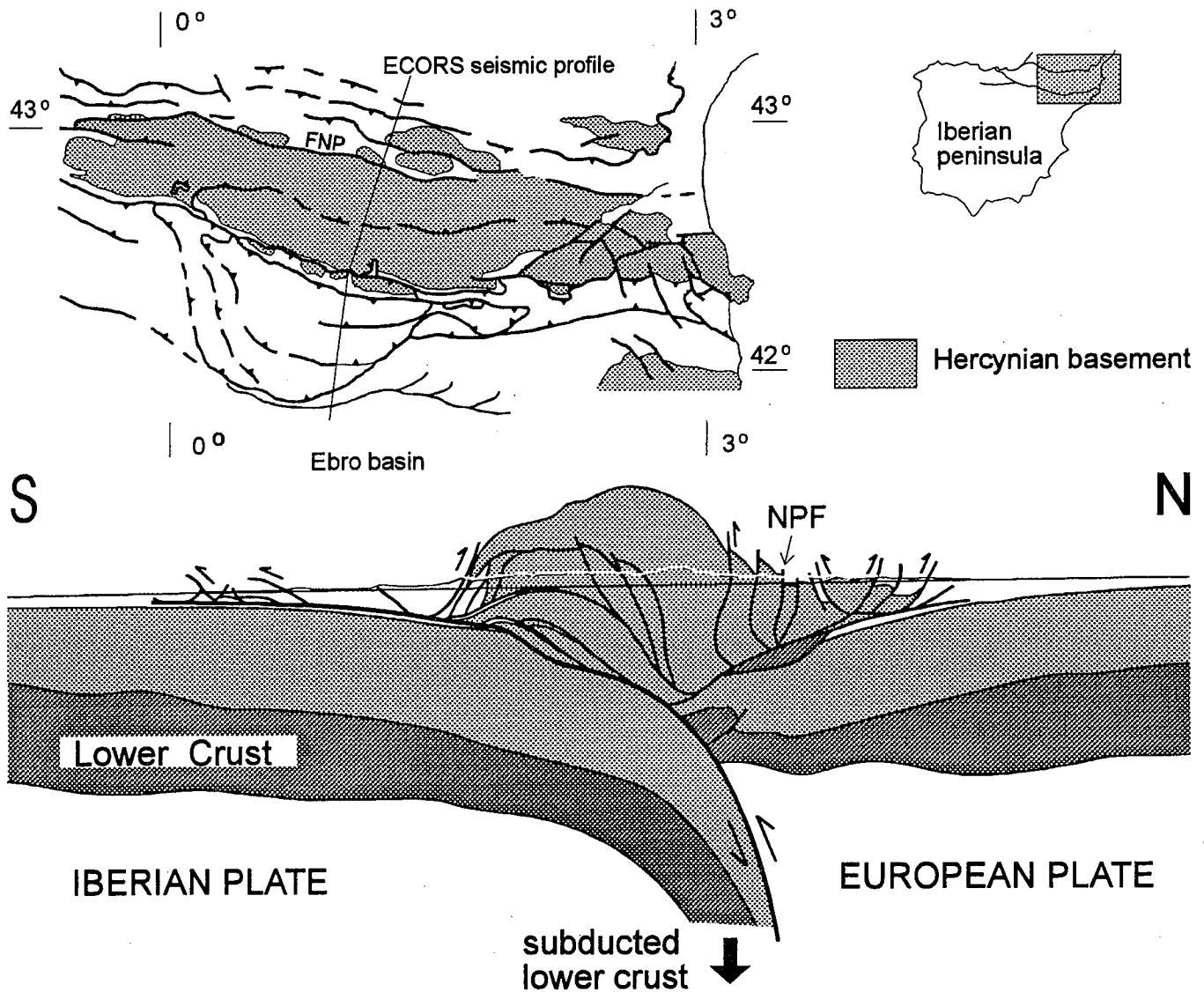


Fig. 1.- Corte geológico compensado en la transversal del perfil ECORS, Pirineo central.

Fig. 1.- Crustal balanced cross-section through the central Pyrenees along the ECORS seismic profile.

(Muñoz, 1992). Recientemente, un perfil magnetotélúrico ha puesto en evidencia la subducción de la corteza inferior ibérica hasta una profundidad próxima a los 100km, coincidente con el techo de la astenosfera (Pous *et al.*, 1995). Una conclusión similar se ha alcanzado mediante el análisis de la tomografía sísmica (Souriau & Granet, 1995). Un orógeno caracterizado por la delaminación y subducción de la corteza inferior por debajo de una doble cuña orogénica constituida únicamente por rocas de la corteza superior (a excepción de la zona a lo largo de la falla norpirenaica) es la solución que mejor explica la integración de los datos de superficie con los datos geofísicos (Muñoz, 1992). La construcción de un corte geológico compensado ha permitido calcular un acortamiento mínimo de 147 km y a puesto de manifiesto que acortamientos inferiores a 120

km son improbables (Muñoz, 1992). Un acortamiento similar ha sido determinado para una transversal en el Pirineo oriental (Vergés *et al.*, 1995). Un sencillo balance de masas teniendo en cuenta la geometría cortical determinada por los distintos métodos geofísicos demuestra un acortamiento similar e incluso superior (165 km) si se considera un nivel de delaminación intra-cortical a una profundidad de 16 km tal como se ha determinado con la construcción del corte compensado. Esta diferencia de acortamiento entre el balance de masas y la comparación de los cortes compensado y restituído es la cantidad de deformación interna de la corteza superior en el bloque inferior de los cabalgamientos basales de la doble cuña orogénica que no se tuvo en cuenta durante la restitución geológica.

Modelos geodinámicos

Los modelos geodinámicos calculan la deformación de una capa cortical controlada por la combinación de la subducción de una parte de la litosfera en profundidad y por la actuación de procesos superficiales (denudación) en superficie. Modelos similares a los que se han utilizado han sido previamente descritos. Para más detalles ver Willet *et al.*, (1993) para la descripción de los principios básicos, Fulsack (1995) para la descripción detallada de las técnicas de cálculo y Beaumont y Quinlan (1994) y Beaumont *et al.*, (1996) para la descripción de resultados de modelos similares. Los modelos utilizados suponen una deformación planar (plane strain). La corteza se deforma por unas condiciones de contorno cinemáticas determinadas por la velocidad de convergencia de las placas y

MODEL P50: Complete Antiformal Nappe Stack

- **Strong coupling: Upper crust - Lower crust - Mantle**
- **Inherited mid-crustal weak zone**
- **Salt layer**
- **Uniform erosion rate constant**

(a) Material Properties

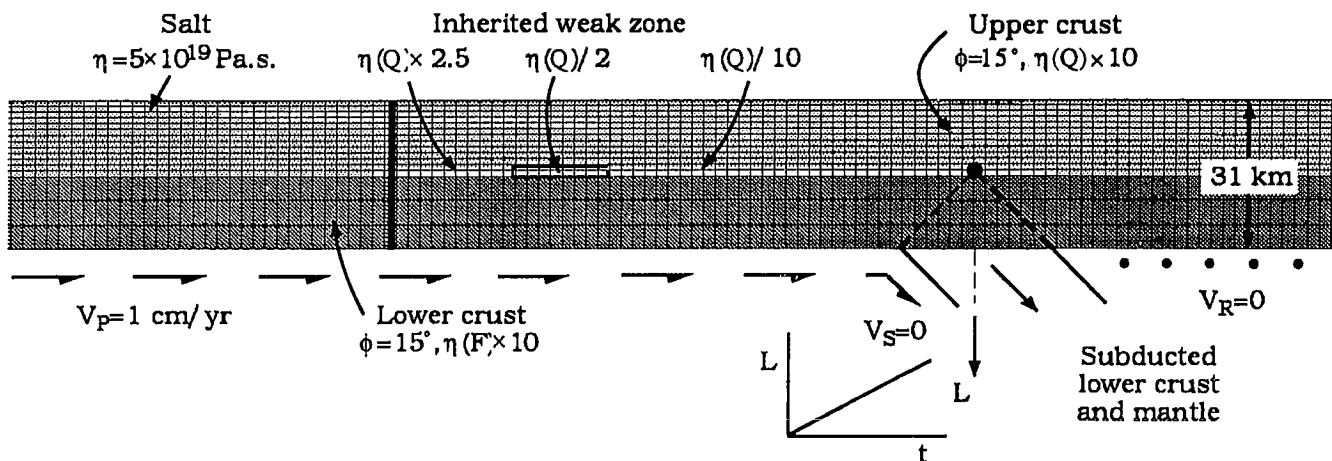


Fig. 2.- Condiciones de contorno y propiedades de los materiales utilizados para el modelo de la figura 3. La carga subcrustal aplicada (L) se ha incrementado linealmente con el tiempo.

Fig. 2.- Boundary conditions and material properties for the model of the figure 3. The applied subcrustal load (L) has been increased linearly with time.

por una discontinuidad en la velocidad de acortamiento en un punto (S) que se traduce por la subducción de la parte de la litosfera situada por debajo del punto y por la deformación de la parte de la litosfera situada por encima de él (Fig. 2). La distribución de la deformación en la corteza depende de diversos factores como las propiedades de los materiales corticales, el gradiente geotérmico, los esfuerzos de contorno y gravitatorios y la cantidad de denudación por procesos superficiales. La geometría inicial de la corteza así como las características y distribución de las capas corticales se han basado en el corte restituído ECORS (Muñoz, 1992). La viscosidad y otras características físicas de los materiales representativos de cada capa han sido fijadas en función de los datos experimentales de laboratorio. Los materiales en los modelos, con excepción de la sal, se comportan como un material incomprensible, plástico, perfectamente rígido en el dominio frágil. En el dominio dúctil la deformación es activada térmicamente dando lugar a un mecanismo de deformación por creep. La transición frágil-dúctil no es asignada a priori sino que se determina dinámicamente en función del material y del gradiente geotérmico.

La compensación isostática flexural se calcula paso a paso (cada 150 m. de acortamiento) a partir de la flexión de dos placas elásticas semiinfinitas conectadas entre sí y que soportan la corteza deformada. La denu-

dación del relieve generado por deformación cortical se determina de una forma sencilla en función de la elevación y de una constante temporal de erosión.

Resultados de la modelización y conclusiones

Para investigar el papel de los factores principales que han determinado la estructuración del orógeno pirenaico se han realizado un total de 60 modelos geodinámicos. La mayoría se han calculado hasta 150 km de acortamiento (1000 estadios intermedios), aunque los modelos que mejor reproducen la geometría del corte ECORS se han calculado hasta 180 km con el fin de contrastar los resultados para distintos valores de acortamiento final (Fig. 3). Los resultados de los estadios parciales a 30, 60, 90 y 120 km de acortamiento se han comparado con los cortes restituídos parciales durante el Paleoceno, Eoceno inferior, Luteciense, Priabonense y Oligoceno inferior respectivamente.

Un primer grupo de modelos de referencia, caracterizados por propiedades corticales lateralmente uniformes, han sido la base para tener una primera estimación del balance de masas cortical con los valores de acortamiento calculados a partir de la construcción del corte compensado y demostrar con claridad el efecto de los distintos factores que se han ido introduciendo en los modelos más complicados. En este grupo de modelos se contempla

la subducción de la corteza inferior de la placa ibérica conjuntamente con el manto litosférico. La subducción de la parte inferior de la corteza es compatible con la geometría y anchura del orógeno para los valores de acortamiento calculados y coherentes con las estimaciones del desplazamiento de Iberia respecto de Europa mediante la reconstrucción de las anomalías magnéticas del Atlántico (Roest y Srivastava, 1991). La no subducción de corteza inferior produce resultados en los modelos que no son compatibles con la geometría actualmente observada.

Los modelos de referencia no reproducen la asimetría observada, con un mayor acortamiento en la vertiente meridional (lado pro del orógeno, acortamiento superior a los 100km), respecto de la septentrional (lado retro del orógeno, acortamiento inferior a los 50km). La asimetría puede conseguirse mediante un factor climático diferencial, con una vertiente meridional húmeda y consiguientemente con una mayor denudación en esta vertiente que en la septentrional. La asimetría puede también ser el resultado de la inversión de una geometría anterior heredada de la etapa extensiva del Cretácico inferior. Esta última opción es la más probable dado que a partir de la geometría de las fallas extensivas cretácicas deducida en el corte restituído cortical se pueden obtener unos resultados razonables (Fig. 3). La flexión observada en las placas europeas y ibérica, así como la geometría de las cuencas

de antepaís solo puede explicarse si se acepta una carga subcrustal además de la producida por el aumento del área cortical (Fig. 3). Esta carga sería el resultado del empuje negativo ejercido por la litosfera subducida.

Agradecimientos

Este trabajo ha sido subvencionado por la CIRIT de la Generalitat de Catalunya, estades de curta durada a l'estranger, EE92/1-213.

Referencias

Beaumont, C. & Quinlan, G. (1994). *Geophys. J. Int.*, 116, 754-783.
 Beaumont, C., Kamp, P., Hamilton, J. & Fullsack, P. (1996). *Journal Geophysical Research*, en prensa.
 Choukroune & ECORS team. (1989). *Tectonics*, 8, 23-39.
 Daignières, M., Cabissole, B., Gallart, J., Hirn A., Suriñach, E., Tomé, M. & ECORS Pyrenees Team (1989). *Tectonics*, 8(5), 1051-1058.
 Fullsack, P. (1995). *Geophys. J. Int.*, 120, 1-23.
 Liu, H., McClay, H.R. & Powell, D. (1992). En: *Thrust tectonics* (ed. McClay, K.). Chapman & Hall, London, 71-81.
 Malavielle, J. (1984). *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 26, 129-138.
 Muñoz, J.A. (1992). En: *Thrust tectonics* (ed. McClay, K.). Chapman & Hall, London, 235-246.
 Pous, J., Muñoz, J.A., Ledo J.J. & Liesa, M. (1995). *Journal of the Geological Society, London*, 152, 217-220.
 Roest, W.R. & Srivastava, S.P. (1991). *Geology*, 19, 613-616.
 Souriau, A. & Granet, M. (1995). *Journal of Geophysical Research*, 100(B9), 18117-18134.
 Vergés, J. (1993). Estudi geològic del vessant sud del Pirineu oriental i central. Evolució cinemàtica en 3D. *Tesis doctoral*, Univ. de Barcelona, 203 pp.
 Vergés, J., Millán, H., Roca, E., Muñoz, J.A., Marzo, M., Cirés, J., Den Bezemer, T., Zoeteijer, R. & Cloetingh, S. (1995). *Marine and Petroleum Geology*, 12(8), 893-915.
 Willet, S., Beaumont, C. & Fullsack, P. (1993). *Geology*, 21, 371-374.

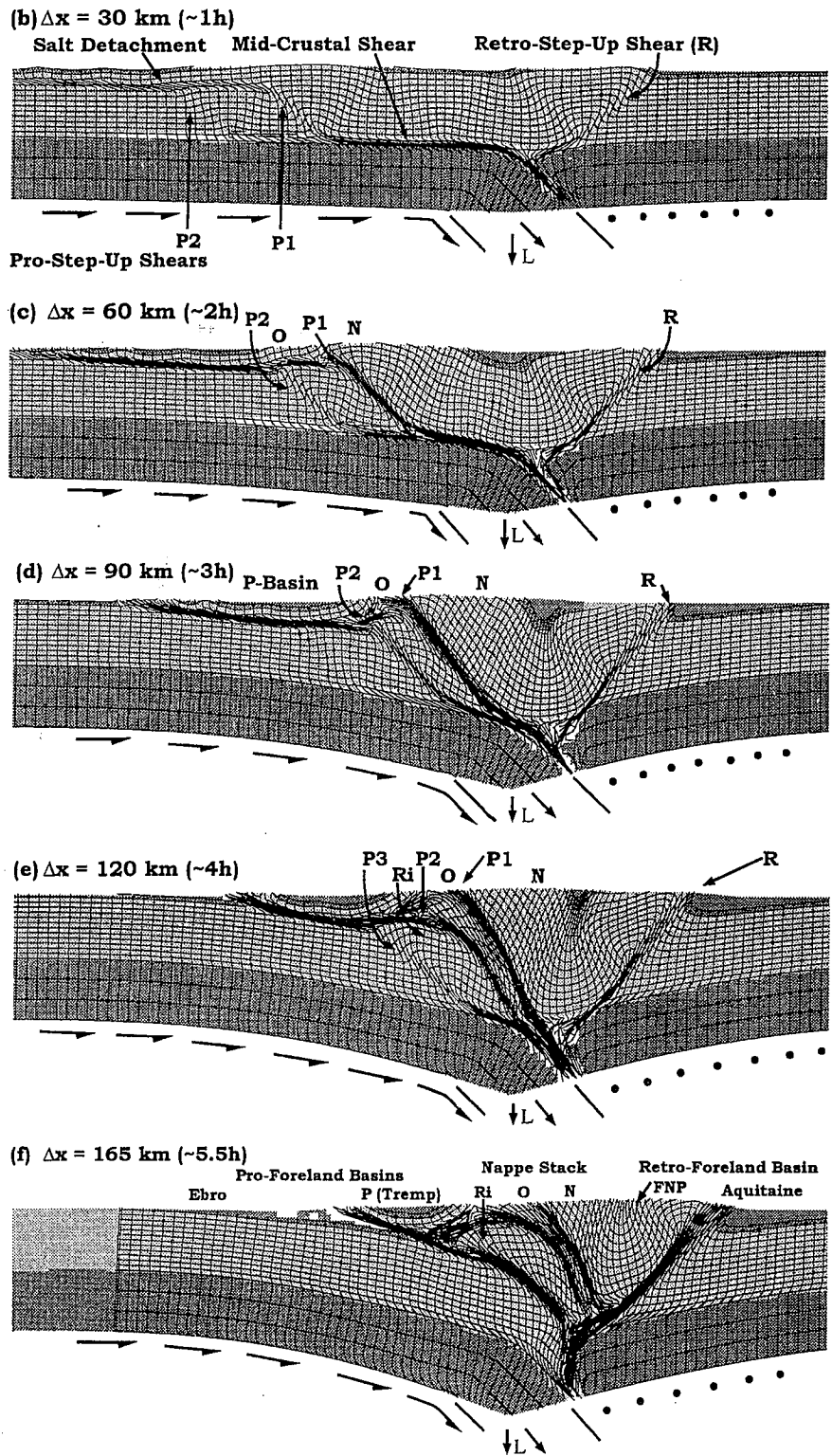


Fig. 3.- Resultado de uno de los modelos realizados a diferentes estadios de convergencia. La deformación se muestra mediante una malla Lagrangiana. N, O y Ri: mantos de las Nogueras, Orri y Rialp, respectivamente.

Fig. 3.- Model P50 results at different steps. Deformaton is shown by a Lagrangian grid. N, O and Ri denote Nogueras, Orri and Rialp thrust sheets respectively.