

# **Una aproximación a la actividad tectónica cenozoica en un sector del noroeste del Macizo Ibérico por medio del análisis morfotectónico de pequeña escala**

An approach to the Cenozoic tectonic activity in a sector of the Iberian Massif using small-scale morphotectonic analysis

MARTÍN-GONZÁLEZ, F. <sup>1</sup>

(1) Área de Geología. ESCET. Universidad Rey Juan Carlos. C/Tulipán, s/n. Móstoles, 28933 Madrid (fidel.martin@urjc.es).

Recibido: 13/12/2010

Revisado: 5/02/2011

Aceptado: 20/02/2011

## **Abstract.**

The NW Iberian peninsula is a part of an old Variscan basement (The Iberian Massif). In this region, the lack of Mesozoic deposits and the scarcity of Cenozoic sediments make difficult to study the tectonic structures and the areas that underwent Cenozoic tectonic activity. In this work, the morphological characteristic of a broad sector of the Iberian Massif (10,000 km<sup>2</sup>) is studied in order to recognize Cenozoic tectonic activity. The final aim of this study is to validate these studies at small-scale in old basements to identify potential areas of Cenozoic tectonic activity. Rivers patterns have allowed to recognizing the uplift of El Caurel and the tilting of El Bierzo Tertiary basin. The subenvelopes map reveals the morphological and structural individualization between El Caurel and Ancares. The slopes and aspects are the expressions of NE-SW and E-W tectonic structures and the NW-SE Variscan lithological trends. The drainage asymmetries of the Tertiary basins suggest the southward tilting of El Bierzo and the reactivation of NE-SW faults in Monforte de Lemos. This study has also allowed to identifying and selecting areas of potential interest for future structural and geomorphologic studies.

**Key words:** Tectonic Geomorphology; NW Iberian Peninsula; Cenozoic Tectonic; NW Iberian Massif

## INTRODUCCIÓN

El paisaje en zonas con actividad tectónica es un complejo resultado donde compiten los procesos tectónicos, que generan relieves y escarpes en la superficie terrestre, y los procesos superficiales, que la suavizan. Las características topográficas han tenido un papel fundamental en el conocimiento de los procesos internos en aquellas zonas donde no se puede obtener buena información de las estructuras tectónicas (SUMMERFIELD, 1991).

Los desplazamientos y anomalías en los marcadores geomorfológicos son, en muchas ocasiones, los únicos o los más fiables indicadores de la actividad tectónica en una región. Los ríos, por ejemplo, se adaptan a los cambios en la morfología del terreno, y tienen el potencial de registrar la actividad y evolución de pliegues y fallas (OLLIER, 1981; LEEDER & JACKSON, 1993; HUANG, 1993). Los patrones de las redes de drenaje son sensibles a la deformación tectónica y, por tanto, pueden ser usados para plantear o confirmar modelos tectónicos, investigando las interacciones entre sus geometrías y la actividad de estructuras tectónicas (SCHUMM, 1986; SCHUMM et al., 2000; COX, 1994). Por medio de las técnicas que desarrollan los estudios morfotectónicos se puede cuantificar la forma del paisaje, permitiendo comparar de forma objetiva diferentes morfologías y parámetros útiles que puedan utilizarse para identificar una característica de un área, como por ejemplo la actividad tectónica (KELLER, 1986).

Es precisamente en terrenos como los del Noroeste peninsular, donde la escasez

de registro sedimentario post-paleozoico no permite reconocer ni la deformación mesozoica ni la cenozoica, donde los estudios morfotectónicos se presentan en muchas ocasiones como la única forma de determinar la existencia o ausencia de actividad tectónica reciente (p. ej. PAGÉS & VIDAL ROMANÍ, 1997; VIDAL ROMANÍ et al., 1998; MARTÍN SERRANO, 1991 y 1994; YEPES & VIDAL ROMANÍ, 2003; MARTÍN-GONZÁLEZ, 2009).

El objetivo de este trabajo es estudiar un sector del NO del Macizo Ibérico utilizando el análisis morfológico de pequeña escala que permite cubrir grandes extensiones de forma rápida ( $\approx 10.000 \text{ km}^2$ ) (Figura 1). De esta forma se pretende reconocer las áreas potenciales de actividad tectónica reciente, con el objetivo de focalizar futuros estudios más detallados. Para ello, se ha seleccionado un sector del Macizo Ibérico en el que después de identificar los principales rasgos geomorfológicos de la zona (Figura 2), se han realizado mapas de pendientes, de orientación de pendientes, mapas de envolventes, análisis de los patrones de drenaje y asimetrías de las principales cuencas. Este trabajo pretende validar estos análisis en este tipo de regiones del Macizo Ibérico y por tanto es una aproximación preliminar y de apoyo al estudio geomorfológico de detalle, no pretendiendo sustituir los trabajos morfológicos de detalle que con éxito se han realizado en el NO peninsular (p. ej. VERGNOLLE, 1990; DE GROOT, 1974; PAGÉS & VIDAL ROMANÍ, 1997; VIDAL ROMANÍ et al., 1998; MARTÍN SERRANO, 1991 y 1994; YEPES & VIDAL ROMANÍ, 2003).





estas zonas internas destaca la presencia de grandes láminas cabalgantes que contienen rocas ofiolíticas y extensos afloramientos de rocas graníticas.

Los relieves del orógeno Pirenaico-Cantábrico están constituidos al este por los Pirineos, que ocupan el istmo situado entre la Península Ibérica y el resto de la Europa continental. Se trata de una cadena montañosa de dirección ESE-ONO y doble vergencia que eleva en su parte media la denominada Zona Axial, en la que aflora el basamento varisco y que separa las zonas Sur y Norpirenaica (CHOUKROUNE et al., 1990; TEIXELL, 1998; MUÑOZ, 2002). Debido a su doble vergencia, los Pirineos presentan dos Cuenclas terciarias de antepaís, una al sur (Cuenca del Ebro) y otra al norte (Cuenca de Aquitania). Al oeste de los Pirineos se extiende la Cordillera Cantábrica de dirección E-O (PULGAR et al., 1996; GALLASTEGUI et al., 2002; BARNOLAS y PUJALTE, 2004) que limita al N con el mar Cantábrico. Las estructuras de la zona surpirenaica se continúan claramente por la Cordillera Cantábrica, mientras que las de la zona norpirenaica se sumergen en su mayor parte bajo las aguas del Cantábrico (SANTANACH, 1994; SANTANACH et al., 1988). Lo mismo sucede con las cuencas de antepaís, la Cuenca del Ebro tiene su continuidad en la Cuenca del Duero, mientras que la Cuenca de Aquitania se continúa (con carácter marino) por la plataforma continental cantábrica. La terminación occidental de los relieves de este orógeno son las sierras de Ancares (Cordillera Cantábrica) y los Montes Galaico-Leoneses. Los primeros se emplazan hacia el sur como el resto de la Cordillera Cantábrica (ALONSO et al., 1996), desarrollándose un “pop-up” tectónico que eleva los relieves de An-

cares (MARTÍN-GONZÁLEZ, 2009). Sin embargo, los segundos se emplazan hacia el norte, con posterioridad, por medio de cabalgamientos que buzcan hacia el sur. De esta forma dejan segmentadas entre medias las depresiones terciarias de El Bierzo y O Barco en un gran “pop-down” tectónico (MARTÍN-GONZÁLEZ & HEREDIA, 2011).

El paisaje actual se considera formado, en sus rasgos principales, a finales del Cretácico, con la apertura del Atlántico (en la vertiente occidental) y durante el Paleógeno Inferior, tras la subducción del Golfo de Vizcaya (en la vertiente Norte) (VIDAL ROMANÍ, 1996). Las superficies y aplanamientos, son uno de los rasgos que caracterizan el paisaje del Noroeste peninsular. De forma general, en la zona se considera la existencia de una Superficie Fundamental o Principal, sin embargo la asignación generalizada del término Superficie Fundamental en la Península es confusa, ya que se trata de un conjunto de superficies poligénicas y policíclicas (MARTÍN SERRANO, 1991). Además de estas superficies han sido identificadas numerosas superficies, y también se han subdividido las anteriormente descritas, llegándose a definir en un sector de Orense hasta ocho niveles (VIDAL ROMANÍ et al., 1998). Aunque la edad más aceptada estaría entre el final del Cretácico y el Paleógeno (MARTÍN SERRANO, 1994; PAGÉS & VIDAL ROMANÍ, 1998), lo único que se puede asegurar con certeza es que es anterior al paroxismo alpino (MARTÍN SERRANO, 1994).

En el paisaje del Noroeste peninsular la red fluvial con sus encajamientos, antecedencias y capturas constituye uno de los rasgos que caracterizan esta región frente al resto del Macizo Ibérico. A pesar de los

numerosos trabajos sobre aspectos de la red fluvial, los problemas que plantea y la ausencia de dataciones de los procesos hacen que los modelos y edades propuestas sean complejas (VIDAL ROMANÍ et al., 1998; MARTÍN SERRANO, 1991 y 1994; GARCÍA ABAD & MARTÍN SERRANO, 1980; YEPES & VIDAL ROMANÍ, 2003). Las importantes reorganizaciones por captura de varios tramos configurando nuevas cuencas, los profundos y estrechos valles con escaso retroceso de vertientes presentes en todas las litologías, así como la existencia de ríos como el Jallas y Tambre colgados a escasa distancia de la costa, son argumentos utilizados para justificar importantes y recientes reorganizaciones en la red fluvial (VERGNOLLE, 1985 y 1990; DE GROOT, 1974; PAGÉS & VIDAL ROMANÍ, 1997; ROMANÍ et al., 1998).

La zona de estudio se encuentra en la terminación occidental de los relieves de la Cordillera Cantábrica (Sierra de Ancares) y su enlace con los relieves de Los Montes Galaico-Leoneses y Orensanos donde se encuentra la Sierra del Caurel. Todos estos relieves se encuentran obliterando los relieves apalachianos de rumbos variscos (Figuras 1 y 2). Por otro lado estos relieves dejan depresiones en sus articulaciones con las Llanuras Lucenses donde se encuentran las cuencas terciarias. Además de estas grandes depresiones, encontramos las depresiones del Sil y la cuenca de El Bierzo que separan los principales relieves antes mencionados.

La Sierra de Ancares es el extremo más occidental de la Cordillera Cantábrica, en esta terminación abandona el rumbo E-O que mantiene desde los Pirineos, disponiéndose NE-SO. Esta dirección de los relieves más importantes (1.969 m.), lleva asociada una serie de sierras “satélites” de dirección

NO-SE con un pequeño arqueamiento (cóncavo hacia el NE). Estas sierras caracterizan el relieve de la terminación de la Cordillera Cantábrica y responden a los relieves de litologías más resistentes y de rumbos variscos. Las principales sierras de este grupo son la Sierra de Rañadoiro (1.680 m) con direcciones norteadas, Sierras de Fornelos, Inares, Granada do Roxo, Sierra del Padrón y Granadolonga. Las sierras con direcciones E-O, características de la Cordillera Cantábrica, se encuentran en el extremo nororiental de la *zona de estudio* (Sierra de Degaña y de Gistreo). La Sierra de El Caurel aparece individualizada de los Montes Galaico-Leoneses y Orensanos por las depresiones del Sil y de Los Ancares por el río Valcarce.

Las depresiones más importantes, pueden agruparse en tres grupos, las depresiones occidentales de Sarria y Monforte de Lemos, las depresiones del Río Sil y la depresión de El Bierzo (Figuras 1 y 2). Entre las características comunes destacan su relación con rellenos cenozoicos, presentar bordes rectilíneos y ser exorreicas en la actualidad. Los límites de las cuencas terciarias de Sarria y Monforte de Lemos son principalmente fallas de desgarre NE-SO (MARTÍN-GONZÁLEZ et al., 2003) y los de las cuencas terciarias de O Barco y El Bierzo son cabalgamientos E-O que dejan pinzados los sedimentos entre medias (SANTANACH, 1994; MARTÍN-GONZÁLEZ & HEREDIA, 2011).

## PATRONES DE LA RED DE DRENAJE

Los efectos de la tectónica se pueden reconocer en rocas consolidadas, como es el caso de gran parte de la zona de estudio, observando cómo se ajustan las redes de drenaje a las variaciones de resistencia de las rocas

y a la actividad tectónica. Los sistemas de redes de drenaje se adaptan a los cambios de pendientes regionales y tienen el potencial de registrar información acerca de la evolución de pliegues y fallas (OLLIER, 1981). Los patrones que desarrollan las redes de drenaje han sido ampliamente estudiados (HOWARD, 1967; SCHUMM et al., 2000; TWIDALE, 2004), y se ha demostrado que los distintos tipos están condicionados por la pendiente regional, el clima y las distintas resistencias de los materiales de la zona. En

este trabajo se ha utilizado la red de drenaje de la cartografía de escala 1:100.000 del Servicio Geográfico del Ejército, y una red calculada a partir de MDT (SRTM) con 90 m de píxel. En la zona de estudio se pueden identificar cuatro tipos de patrones (Figura 3) que responden a los patrones de redes dendríticas (A), paralelas (B), radiales (C) y *trellis* o enrejadas (H) según la clasificación de TWIDALE (2004) basada a su vez en las clasificaciones clásicas (HOWARD, 1967; SCHUMM et al., 2000).

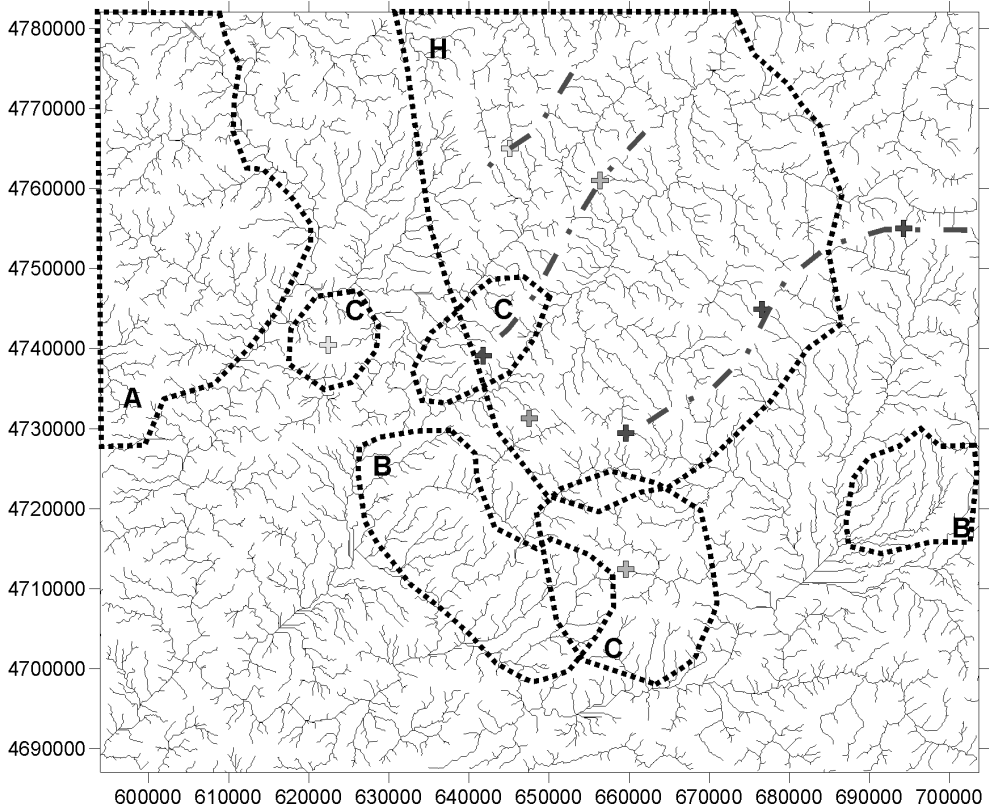


Fig. 3. Principales patrones de la red de drenaje desarrollados en la zona de estudio. Las cruces indican zonas inferidas de levantamiento tectónico y su nivel de gris el grado de levantamiento. (A) dendríticas, (B) paralelas, (C) radiales y (H) trellis o enrejadas (ver texto para explicación).



Los patrones de tipo dendrítico (A) están condicionados por formas homogéneas del sustrato rocoso y pendientes suaves (TWIDALE, 2004). En la zona de estudio esto quedaría confirmado ya que se pueden observar en la Terra Cha, (Noroeste de la zona de estudio), donde las litologías dominantes son rocas ígneas.

Los patrones de tipo paralelo (B) se forman en zonas de pronunciadas pendientes y donde el sustrato rocoso se encuentra paralelo a la pendiente (Figura 1) (TWIDALE, 2004). En la zona de estudio hallamos este patrón en la Cuenca del Bierzo y en el borde SO de la Sierra del Caurel. En el borde occidental de la Sierra del Caurel este patrón, descartadas otras variables, indicaría el basculamiento a nivel regional que produce la sierra en su levantamiento y crecimiento de Este a Oeste. En la Cuenca del Bierzo, este patrón es un indicador del basculamiento de la Cuenca hacia el SSO, lo que estaría corroborado por la asimetría de la red en la zona, por la actividad de los cabalgamientos que limitan la cuenca y por la génesis de los depósitos de la misma (MARTÍN-GONZÁLEZ, 2009; MARTÍN-GONZÁLEZ & HEREDIA, 2011).

Los patrones de tipo radial (C) se forman alrededor de puntos estructurales altos como domos, volcanes o levantamientos tectónicos (TWIDALE, 2004). En la zona de estudio se pueden encontrar estos patrones en las Sierras del Caurel, en los Montes de Meda, el Páramo y una serie de alineaciones NE-SO en la Sierra de Ancares, Mirador y la prolongación de los Montes de Meda (Figuras 2 y 3). Estas zonas podrían ser consideradas como originadas por levantamiento tectónico. De esta forma, estos patrones son indicadores de levantamientos tectónicos de la Sierra del Caurel, los Montes de Meda y

su prolongación hacia el NE, la Sierra de Ancares y alineaciones topográficas SO-NE.

Finalmente, el patrón tipo *trellis* o enrejado (H) se origina donde las rocas del sustrato tienen uno o más planos de debilidad oblicuos a la pendiente regional, tales como estratos plegados, fracturación, etc. que controlen el drenaje (TWIDALE, 2004). En la zona de estudio este patrón se observa en la Sierra de Ancares, y con más desarrollo en su vertiente NNO. El patrón estaría explicado por la importante anisotropía generada por los materiales paleozoicos, alternancia de litologías duras y blandas (Figura 1) y que tienen dirección NNO-SSE. Además, este patrón indicaría una pendiente regional oblicua hacia el NE que condiciona la red y que puede estar relacionada con el levantamiento de la Sierra del Caurel (MARTÍN-GONZÁLEZ, 2009).

Por todo esto, los patrones observados en la red de drenaje indican una serie de características tectónicas que serán confirmadas o descartadas con estudios de más detalle en trabajos futuros, pero que pueden ser resumidas en:

- Patrón A. Zonas con escasa pendiente y gran homogeneidad litológica como, la llanura Lucense y que generan patrones dendríticos.
- Patrón B. Basculamientos tectónicos de las Cuenca del Bierzo, el borde SO del Caurel y la vertiente Norte de la Sierra de Ancares, y que generan patrones de tipo paralelo.
- Patrón C. Levantamientos tectónicos en la Sierra del Caurel principalmente, que están afectando a la red de drenaje, y se reflejan en patrones radiales.
- Patrón H. Una red de drenaje en la Sierra de Ancares muy condicionada por planos de debilidad que responden a la es-

estructura varisca de los materiales paleozoicos y que son oblicuos a la pendiente regional, generando patrones tipo enrejado.

**MAPA DE ENVOLVENTES**

El mapa de envolventes (Figura 4) refleja el nivel hasta el cual los ríos han conseguido erosionar, uniendo con equipotenciales los puntos de igual cota de los ríos (MCKEOWN et al., 1988; KELLER & PINTER, 1996). Los niveles de equipotenciales de erosión reflejan, por tanto, la incisión relativa de la red de drenaje. De esta forma, se pueden identificar zonas con espaciados homogéneos y rectitud de equipotenciales fren-

te a zonas con importantes gradientes o anomalías en su trazado, así como orientaciones preferentes de estos gradientes. Esta distribución está en función de factores como el potencial del río para erosionar (caudales, carga, etc.), variaciones climáticas, anisotropías litológicas, estructuras tectónicas o zonas con mayor actividad tectónica. Por tanto, estas zonas deben ser posteriormente analizadas para establecer o descartar estas variables. El mapa de envolventes se ha realizado sobre cartografía del S.G.E. a escala 1:100.000, con equipotenciales de 40 m (sólo se han representado en la figura 4 las envolventes de 200 m para facilitar su representación y visualización).

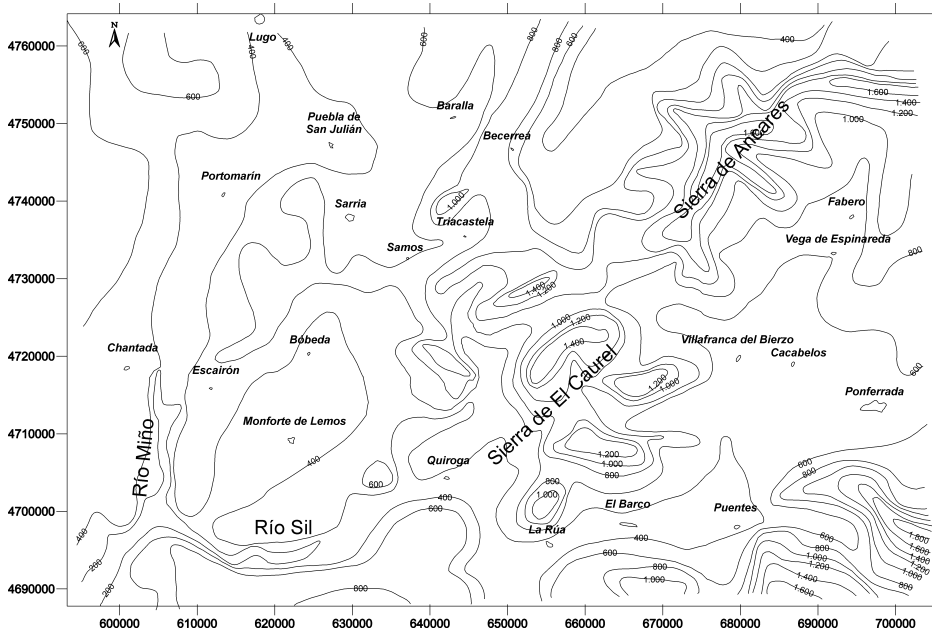


Fig. 4. Mapa de envolventes que representa el nivel hipotético de erosión de los ríos en la zona de estudio. Equidistancia de 200 m. Se observa la individualización de los relieves del Caurel y su asimetría (ver texto para explicación).

La primera observación sobre el mapa de envolventes es la individualización de los máximos de la Sierra del Caurel y de los de la

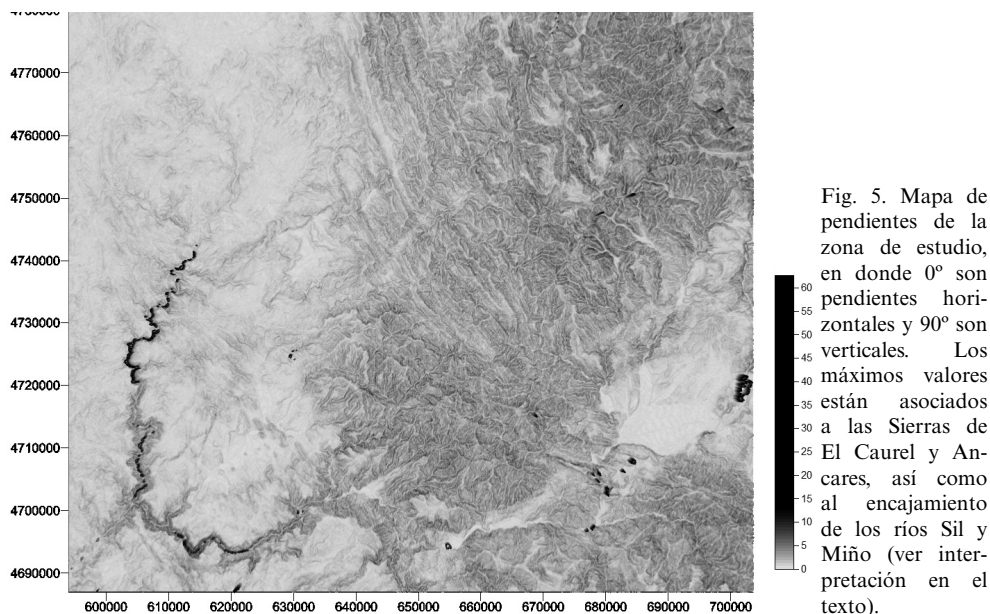
Sierra de Ancares y, por tanto, de la estructura de la Cordillera Cantábrica. Los máximos más importantes se encuentran en la Sierra

de Ancares con dos máximos relativos con dirección N 90° y N 200°, lo que marca una clara inflexión de los relieves de la Cordillera Cantábrica. Además, el gradiente N-S aparece bien definido, mientras que el gradiente de dirección NE-SO está interceptado por gradientes NO-SE, todo ello dentro de la Sierra de Ancares. La Sierra de Caurel no se presenta como un máximo homogéneo sino subdividido en 5 máximos relativos elongados, con los ejes largos orientados NE-SO. La característica más destacable, por sus implicaciones tectónicas, es que en estos máximos relativos, el gradiente orientado al NO es mayor que el SO, esto refleja una asimetría en potencial de erosión de las vertientes NO. Además las vertientes SE son menos rectilíneas, con innumerables entrantes y concavidades. Por otro lado la cuenca del Bierzo presenta una clara asimetría con unos importantes gradientes de dirección aproximada N-S en el borde Sur mientras que en el borde Norte los gradientes son mucho menores y con dirección N 60°.

Otra observación a destacar es que los mínimos del mapa están relacionados con los encajamientos del Sil y Miño y son por tanto alargados. El mínimo relacionado con el Sil es claramente asimétrico ya que el gradiente meridional es mayor.

### MAPA DE PENDIENTES

El mapa de pendientes (Figura 5) indica dónde se encuentran las pendientes más pronunciadas y puede interpretarse como indicador de rejuvenecimiento del relieve, que podría estar motivado entre otros factores por la actividad tectónica. El mapa se ha realizado sobre modelos digitales del terreno con 90 m de píxel. Se calcula la pendiente para cada píxel atendiendo a su cota y a su relación en el plano con sus vecinos, y basándose en los datos del mapa de orientación de pendientes (MITASOVA & JAROSALAV, 1993; MOORE et al., 1991 y 1993). Se representa en grados sexagesimales en donde 0° es horizontal y 90° vertical.



Las mayores pendientes se encuentran en las Sierras de Ancares, Caurel y El Teleno (valores máximos de 45°). Son muy importantes también las pendientes que han originado los ríos Sil y Miño en su encajamiento, de hecho, es en las vertientes de estos ríos cerca de su confluencia donde se encuentran las máximas pendientes de toda la zona (con valores de hasta 50°). Aparecen con menores pendientes las sierras de relieves residuales. Y es de destacar como las sierras de los Montes Orensanos (Sierra de Queija y Meda) y las sierras de articulación entre Ancares y Caurel no presentan pendientes elevadas, incluso son prácticamente inexistentes en sus zonas centrales. El resto de relieves descritos en la zona no presentan pendientes significativas (Sierras del Faro, de las Penas, del Páramo, etc.). Las menores pendientes se han medido en las cuencas del Bierzo y Monforte de Lemos (menores de 1°) y en las Llanuras Lucenses (Terra Chà).

## MAPAS DE ORIENTACIÓN DE PENDIENTES

El mapa de orientación de pendientes (Figura 6) refleja tres orientaciones predominantes de los relieves en la zona de estudio. En estudios morfotectónicos, este tipo de mapas resalta las diferentes alineaciones de relieves, que suelen estar condicionadas por contrastes litológicos o por estructuras tectónicas. El mapa se ha realizado sobre modelos digitales del terreno con píxeles de 90 m. Para cada píxel, se ha determinado la dirección de máxima pendiente y, a partir de esta dirección que es perpendicular a las curvas de nivel de la superficie, se calcula la orientación de las pendientes. Los valores están representados en grados sexagesimales con el azimut en el Norte (MITASOVA & JAROSLAV, 1993; MOORE et al., 1993).

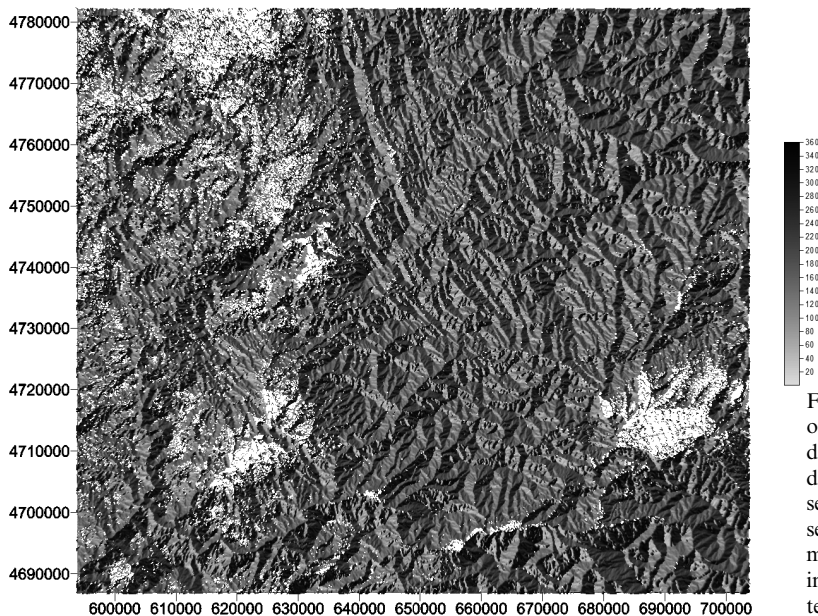


Fig. 6. Mapa de orientación de pendientes de la zona de estudio. Representación en grados sexagesimales y azimut en el Norte (ver interpretación en el texto).

La primera orientación que destaca (Figura 6) del mapa es la Noreste y Este, marcada por los relieves residuales de esquistos y cuarcitas de dirección NO-SE con leve arqueamiento (Sierra de Puñago, Sierra de Meira, etc.) y morfolineamientos N-S (tramo del Miño, Búrbia, etc.). Las orientaciones Noroeste resaltan los morfolineamientos y sierras asociados a la familias de fallas NE-SO (Sierras del Mirador, del Páramo) y a los cabalgamientos vergentes al Noroeste (Sierras del Oribio, Caurel, Edramo, etc.). Finalmente, las orientaciones Sureste destacan los relieves y escarpes asociados con fallas ENE-OSO (Fallas de Quiroga, El Bierzo, Villablino, etc.) y cabalgamientos vergentes al SE (Sierras del Caurel, Valles de Valdeorras, etc.), así como los cabalgamientos E-O (Villablino, Sierra Degaña y Sierras Gistreo).

### **ASIMETRÍAS EN LAS CUENCAS DE DRENAJE**

Como hemos visto los patrones y geometrías de la red de drenaje están condicionados por la presencia, durante su desarrollo, de actividad tectónica. Una de las manifestaciones de esta actividad es la asimetría que genera en las cuencas de drenaje, generadas concretamente por basculamientos tectónicos en grandes áreas, originados a su vez como respuesta a la actividad de frentes de cabalgamientos, pliegues, o respuestas regionales a levantamientos. Ade-

más, estas asimetrías tienen el potencial de registrar información acerca de la evolución tectónica que las generan (LEEDER & JACKSON, 1993; COX, 1994). Se han desarrollado varios índices para cuantificar estas asimetrías (KELLER, 1996). En este trabajo se ha utilizado el Factor de Asimetría (AF). Este índice establece la asimetría por la relación del área total de la cuenca de drenaje frente a la dejada por el canal central en su margen derecha. Los valores obtenidos son de 50 si la cuenca es simétrica, valores mayores o menores indican asimetrías hacia el margen izquierdo o derecho respectivamente. Por tanto, el posible basculamiento se producirá en la dirección perpendicular al canal. Para facilitar su representación gráfica se han transformado estos valores en función de su magnitud y sobre un 100% de asimetría. Así, se representa en forma de vector que marca el sentido y su módulo que indica su magnitud de 0% a 100% de asimetría.

En el análisis de la asimetría se han medido 48 cuencas (Figura 7). Los mayores valores se han medido en los ríos Tordela (AF=12; 75% de asimetría), Baeza (AF=8,9; 82% de asimetría), Cinsa (AF=86; 73% de asimetría); Saá (AF=16; 66% de asimetría). De las 48 cuencas 28 superan el 25% de asimetría y, de entre estas, 12 cuencas superan el 50%. En cuanto a su distribución, las cuencas con mayores asimetrías se encuentran en la Sierra de Ancares, Sierra del Caurel y el margen derecho del río Miño.



del Bierzo presenta, como hemos visto un patrón de drenaje paralelo característico de una red con pendiente hacia el SSO. Además la simetría calculada para esta cuenca es de  $AF=85$ , lo que significa un 71% de asimetría hacia el Sur. Todo esto viene acompañado por otras observaciones, como la existencia de terrazas sólo en la vertiente derecha del arroyo Regueira y del Sil a su paso por la cuenca. Todo ello explica la clara asimetría originada por un basculamiento de ella hacia el Sur (MARTÍN-GONZÁLEZ, 2009). La otra cuenca terciaria controlada tectónicamente es la de Monforte de Lemos. Esta cuenca, tomada en su conjunto, apenas presenta asimetría  $AF=58$  (Figura 7), pero analizando cada una de las subcuencas de orden inferior se observa una clara segmentación. Por un lado el Oeste de la cuenca con los ríos Cinsa y tramo medio del Mao, presentan grandes asimetrías hacia el SE ( $AF=86$  y  $AF=70$  respectivamente), mientras que las cuencas situadas en el Este de la cuenca son fuertemente asimétricas hacia el NO (parte alta del Mao  $AF=28$  y del Cabe  $AF=48$  y ríos Saá  $AF=16$ , Ferreiro  $AF=24$ ). Esta segmentación de la cuenca hace que existan dos dominios con direcciones opuestas, condicionados y separados claramente por fallas NE-SO que son las que articulan el basamento de la cuenca y los depósitos terciarios que la rellenan (Figura 1). Por tanto, es de suponer que estas fallas, relacionadas con el depósito de los materiales terciarios se hayan reactivado, basculando los bloques dentro de la cuenca ante el levantamiento de la Sierra del Caurel.

## DISCUSION Y CONCLUSIONES

El análisis morfotectónico a pequeña escala ha permitido reconocer en un exten-

so sector del Macizo Ibérico ( $\approx 10.000 \text{ km}^2$ ) rasgos morfotectónicos que permiten identificar posibles zonas de actividad tectónica reciente.

Los patrones de las redes de drenaje que están condicionadas por la tectónica, se encuentran en las zonas donde mayores son las pendientes, mayores gradientes presentan las envolventes y con patrones de levantamientos tectónicos y basculamientos. Así se observan: a.- levantamientos tectónicos en la Sierra del Caurel; b.- basculamientos tectónicos de las Cuenca del Bierzo, el borde SO del Caurel y la vertiente Norte de la Sierra de Ancares. Esto mostraría unas zonas que pueden tener mayor actividad tectónica y objeto de futuros trabajos morfotectónicos de detalle

En el mapa de envolventes se observa que la Sierra de El Caurel está individualizada morfoestructuralmente de los relieves de Ancares y, por tanto, de la Cordillera Cantábrica. La Sierra del Caurel, que articula las dos grandes cadenas montañosas del Noroeste peninsular (Cordillera Cantábrica y Montes Galaico-Leoneses), se subdivide además en cinco relieves paralelos de dirección ESE-ONO, con mayores gradientes de sus envolventes en sus vertientes Norte. Estos relieves están relacionados con los cabalgamientos vergentes al NO de la Sierra del Caurel, esta individualización apoyaría la cartografía estructural en la que se observa que las geometrías y las estructuras que levantan la Sierra de El Caurel son diferentes a las que levantan la Sierra de Ancares (Figuras 1 y 5) (MARTÍN-GONZÁLEZ, 2009). Además la Sierra de Ancares presenta dos segmentos de rumbos claramente diferenciados y su cambio se produce en una zona de inflexión definida y no de forma gradual (Figura 4).

Las mayores pendientes están en la Sierra del Caurel (principalmente en sus extremos Norte y occidental), Ancares, Teleno y en el segmento de la Sierra de Ancares de dirección NE-SO, lo que podría indicar una mayor juventud o actividad de estos relieves. Los ríos Miño y Sil en su confluencia, presentan un importante encajamiento, originando las mayores pendientes de toda la zona. Este encajamiento desaparece bruscamente pasada su confluencia, antes de llegar a Orense, al pasar un morfolineamiento de dirección NO-SE, lineamiento ya reconocido por YEPES TEMIÑO (2002).

Las principales orientaciones observadas en el mapa de pendientes en esta región (Figura 3) están directamente relacionadas con las estructuras tectónicas y los rumbos variscos cartografiadas en la región (Figura 1). Así la orientación NE y otra E vienen marcadas por la alternancia de materiales esquistosos y cuarcíticos de edades precámbricas y paleozoicas que siguen los rumbos variscos (Figuras 1 y 2). La orientación NO y N que responden a fallas de dirección NE-SO, E-O y cabalgamientos vergentes al NNO que originan la geometría arqueada en la Sierra del Caurel. Las orientaciones N-S corresponden a las fallas E-O. Las orientaciones SE son debidas a cabalgamientos de dirección ESE-ONO que cortan de igual manera a los rumbos variscos.

La cuenca de El Bierzo presenta un patrón de drenaje paralelo característico de una red con pendiente hacia el SSO. Además, la simetría calculada para esta cuenca es de  $AF=85$ , lo que significa un 71% de asimetría hacia el Sur. Esta asimetría junto con la existencia de terrazas exclusivamente en el margen derecho del canal principal, podría indicar un basculamiento. Las asimetrías centrífugas a la Sierra de El Caurel y el

basculamiento de la cuencas que drenan la Sierra de Ancares hacia el este, podría estar reflejando el levantamiento de la sierra de El Caurel y el levantamiento progresivo hacia el oeste de la sierra de Ancares. Esto corroboraría las observaciones de la migración de la deformación en este sector hacia el oeste (MARTÍN-GONZÁLEZ & HEREDIA, 2011)

## AGRADECIMIENTOS

El autor desea agradecer a Dra. Silvia Martín sus comentarios y sugerencias que han servido para mejorar este trabajo.

## BIBLIOGRAFÍA

- ALONSO, J. A., PULGAR, J. A., GARCÍA RAMOS, J. C. and BARBA, P. (1996). Tertiary basins and Alpine tectonics in the Cantabrian Mountains (NW Spain). In: Friend, P. F., Dabrio, C.J., (eds). *Tertiary Basins of Spain*, Cambridge Univ. Press, New York. 214-227.
- BARNOLAS, A. and PUJALTE, V. (2004). La Cordillera Pirenaica. En: Vera, J.A. (ed). *Geología de España*, IGME-SGE, Madrid. 233-343.
- CHOUKROUNE, P., ROURE, F., PINET, B. and ECORS Pyrenees Team (1990). Main results of the ECORS Pyrenees profile. *Tectonophysics*, **173**: 411-423.
- COX, R. T. (1994). analysis of drainage-basin symmetry as a rapid technique to identify areas of possible Quaternary tilt-block tectonics: an example from the Mississippi embayment. *Geological Society of America Bulletin*, **104**: 571-581.
- DE GROOT, R. (1974). *Quantitative analysis of pediments and fluvial terraces applied to the basin of Monforte de Le-*



- mos. Bodemkundig Laboratorium van de Universiteit van Amsterdam. 22,127 p.
- GALLASTEGUI, J., PULGAR, J. A. and GALLART, J. (2002). Initiation of an active margin at the North Iberian continent ocean transition. *Tectonics*. 21: 1501-1514.
- GARCIA, ABBAD F. J. and MARTIN SERRANO, A. (1980). Precisiones sobre la génesis y cronología de los relieves apalachianos del Macizo Hespérico (Meseta central española). *Estudios Geológicos*. 36: 391-401.
- HOWARD, A. D. (1967). Drainage analysis in geologic interpretation: a summation. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 51: 2246-2259.
- HUANG, W. (1993). Morphologic patterns of stream channels on the active Yishi Fault: implication for repeated great earthquakes in the Holocene. *Tectonophysics*, 219: 283-304.
- KELLER, E. A. and PINTER, N. (1996). *Active Tectonics*. Prentice Hall, New York. 338 p.
- KELLER, E. A. (1986). Investigation of active tectonic: use of surficial earth processes. En: *Active Tectonics. Studies in Geophysics*, (R. E. Wallace, Ed.). Nat. Acad. Press, Washington, 136-147.
- LEEDER, M. R. and JACKSON, J. A. (1993). The interaction between normal faulting and drainage in active extensional basins, with examples from the western United States and central Greece. *Basin Research*, 5: 79-102.
- MARTÍN-GONZÁLEZ, F. (2009). Cenozoic tectonic activity in a Variscan basement: Evidence from geomorphological markers and structural mapping (NW Iberian Massif). *Geomorphology*, 107, 210-225. doi:10.1016/j.geomorph.2008.12.008
- MARTÍN-GONZÁLEZ, F. and HEREDIA, N. (2011). Complex tectonic and tectonostratigraphic evolution of an Alpine foreland basin: The western Duero Basin and the related Tertiary depressions of the NW Iberian Peninsula. *Tectonophysics*. 520: 75-89 doi:10.1016/j.tecto.2010.03.002
- MARTÍN-GONZÁLEZ, F., INSUA, J. M., CAPOTE, R. and MARTÍNEZ-DÍAZ, J. J. (2003). Estudio gravimétrico de la cuenca terciaria de Sarria (Lugo-España). *Cadernos Laboratorio Xeolóxico de Laxe*, 28, 329-341.
- MARTÍN-SERRANO, A. (1991). La definición y el encajamiento de la red fluvial actual sobre el Macizo Hespérico en el marco de su geodinámica alpina. *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 4: 337-351.
- MARTÍN-SERRANO, A. (1994). El relieve del Macizo Hespérico; génesis y cronología de los principales elementos morfológicos. *Cuadernos do Laboratorio Xeolóxico de Laxe*. 19: 37-55.
- MCKEOWN, F. A., JONES-CECIL, M., ASKEW, B. L. and MCGRATH, B. (1988). Analysis of stream profile data in inferred tectonic activity: Eastern Ozark Mountains Region. *U.S. Geological Survey Bulletin*, 1807.
- MITASOVA, H. and JAROSALAV, H. (1993). Interpolation by Regularized Spline with Tension II: Application to Terrain Modelling and Surface Geometry Analysis. *Mathematical Geology*, 25, 6: 657-669.
- MOORE, I. D., GRAYSON, R. B. and LADSON, A. R. (1991). Digital Terrain Modelling Review of Hydrologi-

- cal, Geomorphological and Biological Applications. *Hydro. Proc.*, 1, 5: 3-30.
- MOORE, I. D., LEWIS, A and GALLANT, J. C. (1993). *Terrain properties: Estimation Methods and Scale Effects, Modelling Change in Environmental Systems.* (Jakeman A.J, Ed.). John Wiley and Sons, New York.
- MUÑOZ, J. A. (1992). Evolution of a continental collision belt: ECORS-Pyrenees crustal balanced section, en: K. R. McClay, ed., *Thrust Tectonics*. London, Chapman and Hall, p. 235-246.
- OLLIER, C. D. (1981). *Tectonics and Landforms*. Longman. 324 p., Harlow (England).
- PAGÉS, J. L. and VIDAL ROMANÍ, J. R. (1997). Evolución Neógena de la Cuenca Baja del Tambre. *Cadernos do Laboratorio Xeolóxico de Laxe*, 22: 121-132.
- PULGAR, J. A., GALLART, J., FERNÁNDEZ-VIEJO, G., PÉREZ ESTAÚN, A., ÁLVAREZ-MARRÓN, J. and ESCIN GROUP (1996). Seismic image of the Cantabrian Mountains in the western extension of the Pyrenean belt from integrated reflection and refraction data. *Tectonophysics*. 264: 1-19.
- SANTANACH, P. (1994). Las cuencas terciarias gallegas en la terminación occidental de los relieves pirenaicos. *Cadernos do Laboratorio Xeolóxico de Laxe*, 19: 57-71.
- SANTANACH, P., BALTUILLE, J. M., CABRERA, LL., MONGE, C., SAEZ, A. and VIDAL ROMANÍ, J. R. (1988). Cuencas terciarias gallegas relacionadas con corredores de fallas direccionales. *En: II Congreso geológico de España. Simposios*, 123-133.
- SCHUMM, S. A. (1986). Alluvial river response to active tectonics. En: *Active Tectonics. Studies in Geophysics*, (R. E. Wallace, Ed.). Nat. Acad. Press, Washington, 80-94.
- SCHUMM, S. A., DUMONT, J. F. and HOLBROOK, J. M., (2000). *Active tectonics and alluvial rivers*. Cambridge University Press, Cambridge. 273 p.
- SUMMERFIELD, M. A., (1991). *Geomorphology. An introduction to the study of landforms*. Longman Scientific Technical, Essex. 537 p.
- TEIXELL, A. (1998). Crustal structure and orogenic material budget in the west-central Pyrenees. *Tectonics*, 17, 395-406.
- TWIDALE, C. R. (2004). River patterns and their meaning. *Earth-Science Reviews*, 67: 159-218.
- VERGNOLLE, C. (1985). Geometrie du remplissage sédimentaire des bassins de Sarria et Monforte (Galice, Espagne) et evolution geomorphologique regionale. *Melanges de la casa de Velázquez*, XXI: 331-346.
- VERGNOLLE, C., (1990). *Morfogenese des reliefs cotieres associes a la marge continentale nord-espagnole. L'exemple du nord-est de la Galice*. Laboratorio Xeolóxico de Laxe. *Serie Nova Terra*. 1. 315 p., O Castro.
- VIDAL ROMANÍ, J. R. (1996). Geomorfología de Galicia. *Historia de Galicia, tomo de Xeografía, Hércules de Ediciones, A Coruña*, 7-67.
- VIDAL ROMANÍ, J. R., YEPES TEMIÑO, J. and RODRIGUEZ MARTÍNEZ CONDE, R. (1998). Evolución geomorfológica del Macizo Hespérico Peninsular. Estudio de un sector comprendido entre las provincias de Lugo y Orense (Galicia, NW de España). *Cadernos do Laboratorio Xeolóxico de Laxe*, 23: 165-199.

YEPES TEMIÑO, J. and VIDAL ROMANÍ, J. R. (2003). Morphogenesis of the Orense Plains (NW of Spain). *Cadernos do Laboratorio Xeolóxico de Laxe*, **28**: 263-283.

YEPES TEMIÑO, J. (2002). *Geomorfología de un sector comprendido entre las provincias de Lugo y Ourense. Galicia, Macizo Hespérico*. Laboratorio Xeolóxico de Laxe. *Nova Terra*. 21. 272 p.