

## GEODINÁMICA DE LAS CORDILLERAS DEL ALTO Y MEDIO ATLAS: SÍNTESIS DE LOS CONOCIMIENTOS ACTUALES

A. Teixell<sup>1</sup>, P. Ayarza<sup>2</sup>, E. Tesón<sup>1</sup>, J. Babault<sup>1</sup>, F. Alvarez-Lobato<sup>2</sup>, M. Charroud<sup>3</sup>, M. Julivert<sup>1</sup>, L. Barbero<sup>4</sup>, M. Amrhar<sup>5</sup>  
y M.L. Arbolea<sup>1</sup>

<sup>1</sup> *Departament de Geologia, Universitat Autònoma de Barcelona, 08193 Bellaterra (Barcelona). antonio.teixell@uab.es*

<sup>2</sup> *Departamento de Geología, Universidad de Salamanca, 37008 Salamanca*

<sup>3</sup> *Département de Géologie, Faculté des Sciences et Techniques Fes-Saïss, Fez (Marruecos)*

<sup>4</sup> *Departamento de Geología, Universidad de Cádiz, 11510 Puerto Real (Cádiz)*

<sup>5</sup> *Faculté des Sciences Semlalia, Université Cadi Ayyad, Marrakech (Marruecos)*

**Resumen:** Se presenta una síntesis geodinámica de las cadenas de intraplaca del Alto y Medio Atlas de Marruecos. Estas cadenas derivan de la inversión tectónica de cuencas extensionales Jurásicas, con un acortamiento orogénico modesto (máximo del 24% en el Alto Atlas y del 10% en el Medio Atlas) heterogéneamente distribuido en el tiempo y en el espacio. Las relaciones entre tectónica y sedimentación en el margen sur del Alto Atlas indican que la deformación compresiva tuvo lugar entre el Eoceno medio y el Cuaternario. Consecuentemente con los valores de acortamiento, el espesor de la corteza detectado por gravimetría no supera los 40 km. A pesar de ello, la topografía de las cadenas del Atlas es elevada, y el modelado de campos potenciales sugiere que está causada por un marcado adelgazamiento litosférico, independiente de la tectónica compresiva regional. Un abundante magmatismo alcalino indica que el adelgazamiento litosférico coexistió con el acortamiento en los últimos 15 Ma, aunque los indicadores geomorfológicos sugieren que la mayor parte del levantamiento de origen mantélico es relativamente reciente (últimos 5 Ma). La termocronología indica que la cantidad de erosión es generalmente pequeña en el Atlas, registrándose de manera notable solo en los últimos 20-25 Ma.

**Palabras clave:** Extensión, inversión tectónica, tectónica-sedimentación, levantamiento topográfico, termocronología, Atlas, Marruecos.

**Abstract:** We discuss recent developments on the geodynamics of the High and Middle Atlas of Morocco, two high-topography mountain belts developed within the African plate. The NE-trending Middle Atlas and the nearly E-trending High Atlas derived from inversion of an orthogonal and an oblique rift respectively, both essentially Jurassic in age. NNW-SSE-directed tectonic shortening is modest, decreasing from E to W along the High Atlas with a maximum value of 24%, and reaching only 10% in the Middle Atlas. The age of deformation is Oligocene to Quaternary in the frontal thrust belt of the southern High Atlas and the Ouarzazate basin, where there is the best tectonosedimentary record of the Atlas orogenic system. First foreland deposits suggest however that orogenic growth may have started already in Mid Eocene times. Deformation is heterogeneously distributed in time and space.

Despite the modest shortening values, the mean elevation exceeds 2000 m over large areas. Gravity modelling suggests the existence of a relatively thin crust (< 40 km) that implies a lack of isostatic compensation at crustal level. Topography appears to be equilibrated at the upper mantle by a 100-km scale lithospheric thinning deduced from potential field modelling. This thinning can be attributed to a buoyant mantle upwelling, independent from the local tectonic regime, and may explain the occurrence of abundant alkaline magmatism of Cenozoic age. The timing of the last event of lithospheric thinning is constrained between 15 Ma to recent on the basis of the related alkaline magmatism, but direct geomorphic evidence based on paleoelevation markers suggests that the bulk of the mantle-related, thermal uplift occurred late with respect to magmatism and shortening, that is, in post-Miocene times (last 5 Ma).

A general small amount of erosion prevents to detect Cenozoic central ages in apatite fission-track thermochronology, except from a narrow segment in the Atlas of Marrakech. Thermal modelling of Jurassic intrusives from the central High Atlas constrained by (U-Th)/He suggests a continued post-magmatic/post-rift cooling episode from the intrusion time to 40 Ma ago (central AFT ages of 80-90 Ma are within this trend); then rapid exhumation to surface took place in the past 20 Ma, coherent with central ages of 17-25 Ma in the Atlas of Marrakech. These Miocene ages are attributed to mountain building by crustal shortening, previous to the magmatic surge and the long-wavelength surface uplift. Although roughly coeval, the precise timing relationships of deformation, uplift and exhumation are complex.

**Key words:** Rifting, tectonic inversion, lithosphere, uplift, thermochronology, Atlas, Morocco.

Teixell, A., Ayarza, P., Tesón, E., Babault, J., Alvarez-Lobato, F., Charroud, M., Julivert, M., Barbero, L., Amrhar, M. y Arboleya, M.L. (2007): Geodinámica de las cordilleras del Alto y Medio Atlas: síntesis de los conocimientos actuales. *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 20 (3-4): 333-350.

Las cordilleras del Atlas forman un sistema montañoso lineal que se extiende a lo largo de más de 2000 km y que constituye la manifestación más meridional del Sistema Alpino Mediterráneo, limitando al sur con el África estable. En su parte occidental, en Marruecos, se distinguen dos cadenas de pliegues y cabalgamientos, el Medio Atlas orientado NE-SW y el Alto Atlas orientado aproximadamente E-W (Figs. 1 y 2). Más al sur se halla el Anti-Atlas, macizo de suave estructura antiformal, constituido por rocas pre-Mesozoicas en las que la deformación alpina es escasa.

Los grandes rasgos del contexto geodinámico de las cordilleras del Atlas fueron puestos de manifiesto por Mattauer *et al.* (1977). El Alto y Medio Atlas marroquíes se formaron como consecuencia del movimiento N-S de la placa africana, de manera en cierto modo simétrica al Sistema Central y otras cadenas intracontinentales en el interior de la Península Ibérica. La evolución dinámica y cronológica del Atlas es por tanto relativamente independiente de la acreción oblicua de las cordilleras Béticas y del Rif en el Arco de Gibraltar (*e.g.*, Gueguen *et al.*, 1998).

Las cordilleras del Atlas presentan una estructura relativamente sencilla, definida por pliegues y cabalgamientos supra-corticales, y carecen de zonas internas metamórficas. Por el contrario, su topografía es elevada, alcanzando los 4000 m de altitud. Las cordilleras están flanqueadas por zonas relativamente llanas con una altitud todavía notable, en gran parte superior a 1000 m (Fig. 1). El origen de esta elevación es complejo, fruto de una combinación de procesos de acortamiento cortical y de expansión térmica de origen mantélico. Por esta razón, las relaciones entre tectónica y topografía en esa región están recibiendo una notable atención en los últimos años, haciendo de ella una zona de referencia para este tipo de estudios en dominios intracontinentales.

El objetivo de esta contribución consiste en presentar una síntesis de resultados recientes de investigación pluridisciplinar en el Alto y Medio Atlas por parte de los autores firmantes y de otros equipos, referidos tanto a aspectos de geología estructural a diversas escalas, como a los mecanismos de sustentación del relieve, y a la evolución de los procesos en el tiempo.

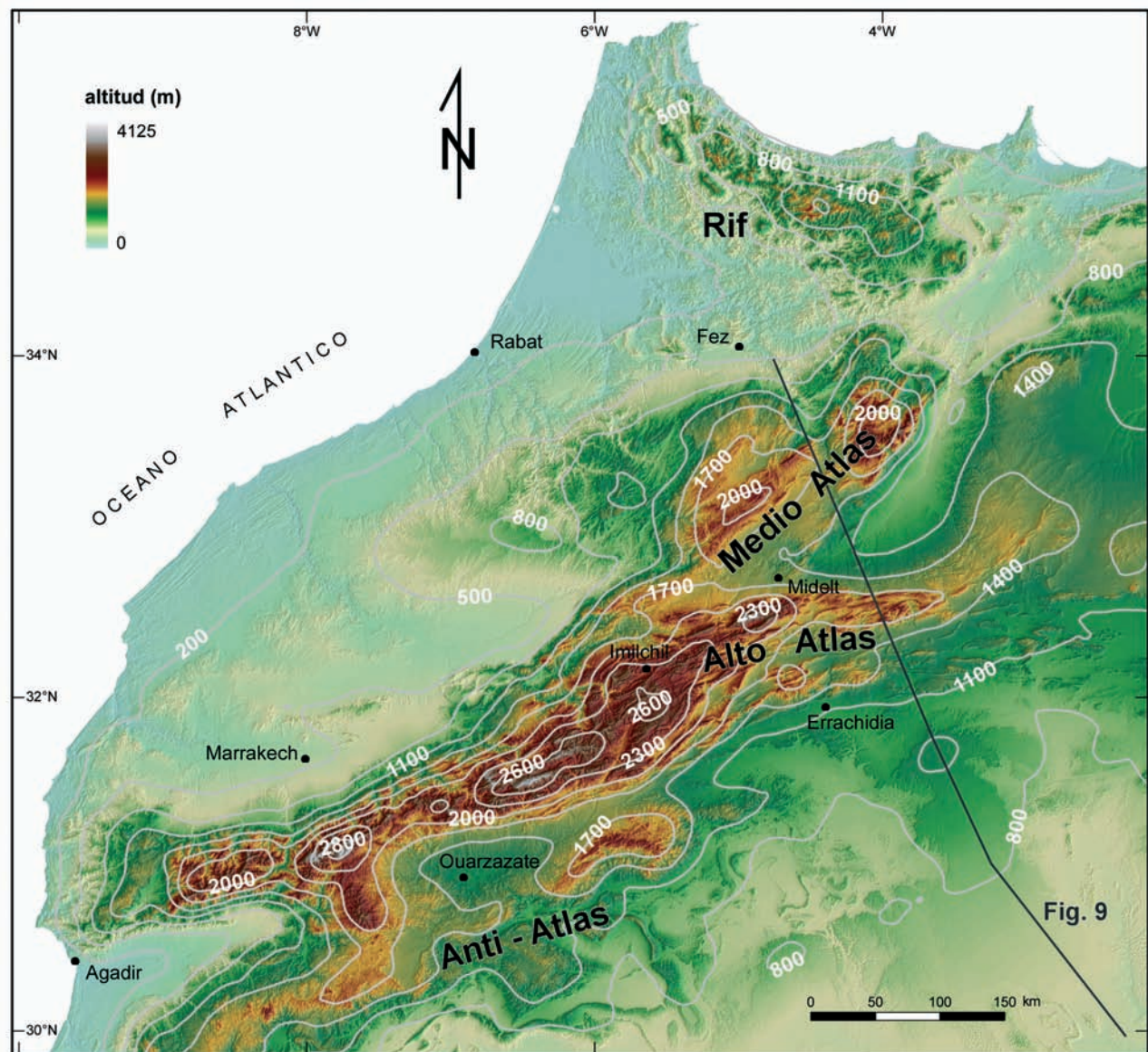
### Estructura de las cordilleras del Atlas

Las actuales cordilleras del Alto y Medio Atlas derivan de la inversión de cuencas extensionales o transtensivas de edad mesozoica (Choubert y Faure-Muret, 1962; Mattauer *et al.*, 1977; Jacobshagen *et al.*,

1988; Laville y Piqué, 1992; Beauchamp *et al.*, 1996; Gomez *et al.*, 2000; Teixell *et al.*, 2003; Arboleya *et al.*, 2004). Las etapas principales de rifting tuvieron lugar primero en el Triásico, y posteriormente en el Lias superior-Dogger. Es durante la etapa extensiva jurásica cuando se creó una configuración en surcos alargados cuya posición es coincidente con el Alto y Medio Atlas actuales; consecuentemente, las potentes sucesiones jurásicas dominan en afloramiento a lo largo de extensos sectores del Atlas (Fig. 2). La dirección de extensión jurásica fue NW-SE (Mattauer *et al.*, 1977; Ait Brahim *et al.* 2002), dando lugar a fallas normales de orientación predominante NE-SW, paralela al margen continental atlántico del norte de África. En este contexto, el Medio Atlas, orientado NE-SW, puede considerarse como un rift ortogonal (perpendicular a la dirección de extensión), mientras que el Alto Atlas, de orientación aproximada E-W pero con numerosas fallas internas oblicuas (próximas a NE-SW, Fig. 2), puede ser considerado un rift oblicuo. Hacia finales del Jurásico el adelgazamiento cortical culminó con un episodio magmático de carácter alcalino, manifestado en macizos plutónicos y sub-volcánicos de gabros y sienitas, característicos del Alto Atlas central (Fig. 2) (Hailwood y Mitchell, 1971).

Las rocas sedimentarias cretácicas forman un paquete tabular y expansivo sobre los actuales antepaíses de las cadenas, donde se sitúan directamente sobre el zócalo paleozoico y precámbrico, lo que permite interpretarlas como depósitos de post-rift. Las rocas terciarias sinorogénicas son más escasas. Su preservación excepcional en algunas áreas periféricas, como la cuenca de Ouarzazate al sur del Alto Atlas (Fig. 2) o la cuenca de Saïss al norte del Medio Atlas, proporciona información clave para conocer la cronología de la deformación y del levantamiento de las montañas del Atlas. El registro terciario se inicia con calizas de plataforma (Paleoceno-Eoceno medio), y, en el entorno del Alto Atlas, prosigue con formaciones terrígenas continentales desde el Eoceno superior hasta el Cuaternario. Al norte del Medio Atlas, en las cuencas de Saïss y Guercif, existen sedimentos marinos hasta el Mioceno superior. Su existencia define un corredor pre-rifeño que conectaba en esa época el Atlántico con el Mediterráneo (Boccaletti *et al.*, 1990). Su significado geodinámico será comentado más adelante.

Aunque existen abundantes estudios estructurales locales y síntesis regionales, son escasos los estudios que han realizado cortes geológicos completos que ilustren de manera objetiva la estructura de las cordilleras del Alto y Medio Atlas. Entre las primeras secciones regionales cabe citar las de Faure-Muret y Choubert (1971) y Schaer (1987), quienes presentaron



**Figura 1.-** Topografía de las cordilleras del Atlas de Marruecos a partir del modelo digital del terreno STRM90. Las líneas de contorno indican la altitud media, calculada a partir de una ventana móvil de 30 km de diámetro.

cortes esquemáticos de las formaciones más próximas a la superficie. Más recientemente, cortes y restituciones del Medio Atlas han sido presentados por Gomez *et al.* (1998) y Arboleya *et al.* (2004), con resultados parecidos en cuanto a geometría y cantidad de acortamiento transversal. Con respecto al Alto Atlas, el primer corte compensado completo fue presentado por Beauchamp *et al.* (1999), en el Alto Atlas de Beni Mellal, aunque se trata de un corte muy sintético poco conforme a la geología de campo. Cortes geológicos más detallados en este sentido fueron publicados por Teixell *et al.* (2003) en el Alto Atlas central. Por último, Missenard *et al.* (2007) han publicado un nuevo perfil -no restituído- a través del Alto Atlas de Marrakech.

Los cortes geológicos seriados de la figura 3 ilustran la estructura de las cordilleras del Atlas. El trazado de la mayor parte de los cortes es NNW-SSE, paralelo a la dirección de compresión que se cree que produjo estas cordilleras (paralela a la convergencia entre África e

Iberia, Mattauer *et al.*, 1977; Gomez *et al.*, 2000; Rosenbaum *et al.*, 2002). Bajo esta dirección de compresión, el surco rift del Alto Atlas experimentó una inversión tectónica ortogonal en líneas generales; el Medio Atlas, orientado oblicuamente, pudo haber experimentado movimientos mixtos entre cabalgantes y direccionales izquierdos a lo largo de sus fallas principales (Fedan, 1988; Gomez *et al.*, 1998); no obstante, la posible componente direccional de los movimientos nunca ha podido ser demostrada convincentemente a partir de datos de campo. Algunas fallas internas del Alto Atlas, de orientación más próxima a NE-SW, también podrían haber experimentado movimientos de componente direccional durante la inversión, pero tampoco en este caso se observan evidencias claras de ello, con lo que las componentes direccionales deben haber sido menores (Zouine, 1993; Teixell *et al.*, 2003). Los datos microtectónicos a menudo indican direcciones de

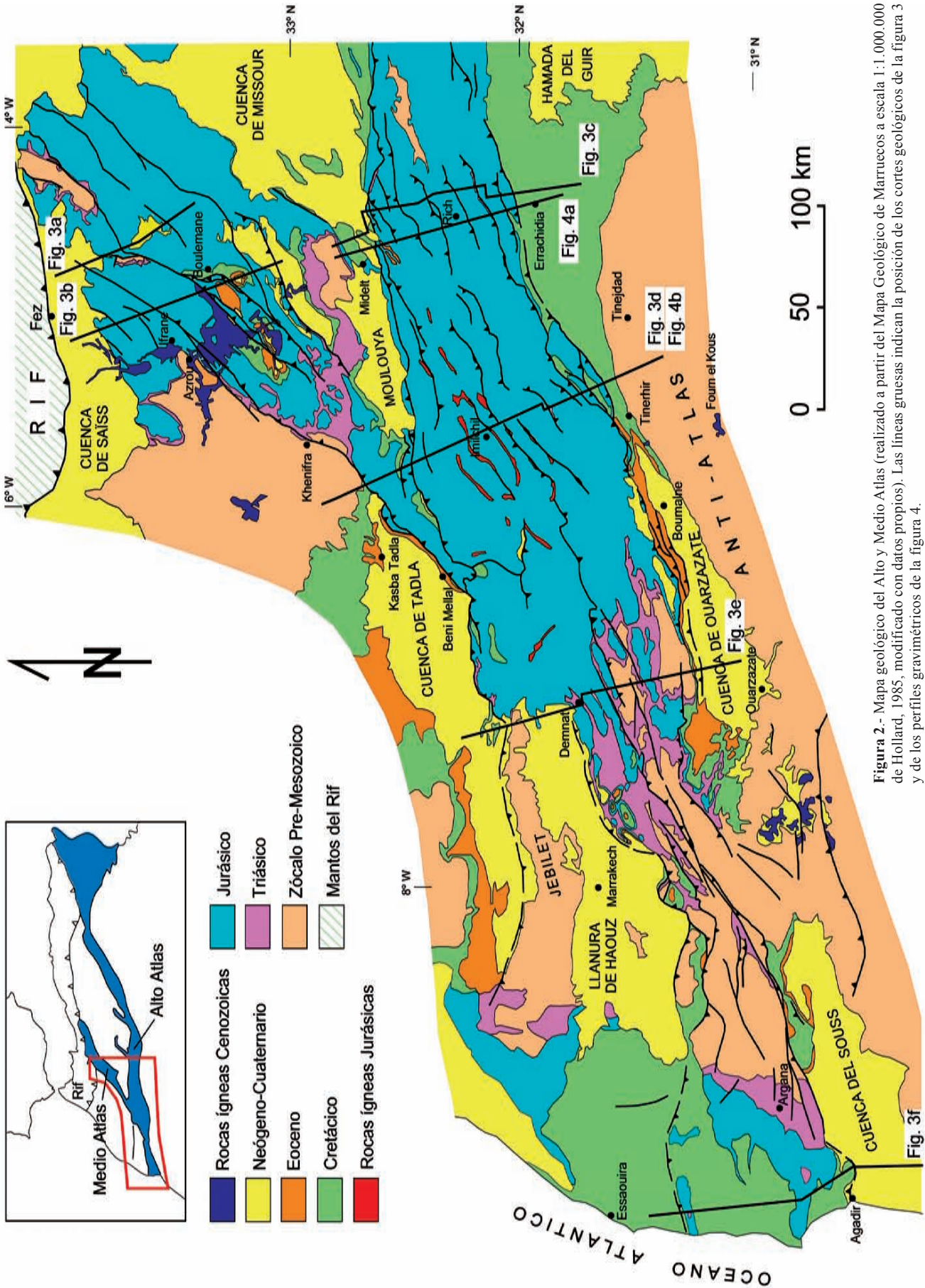
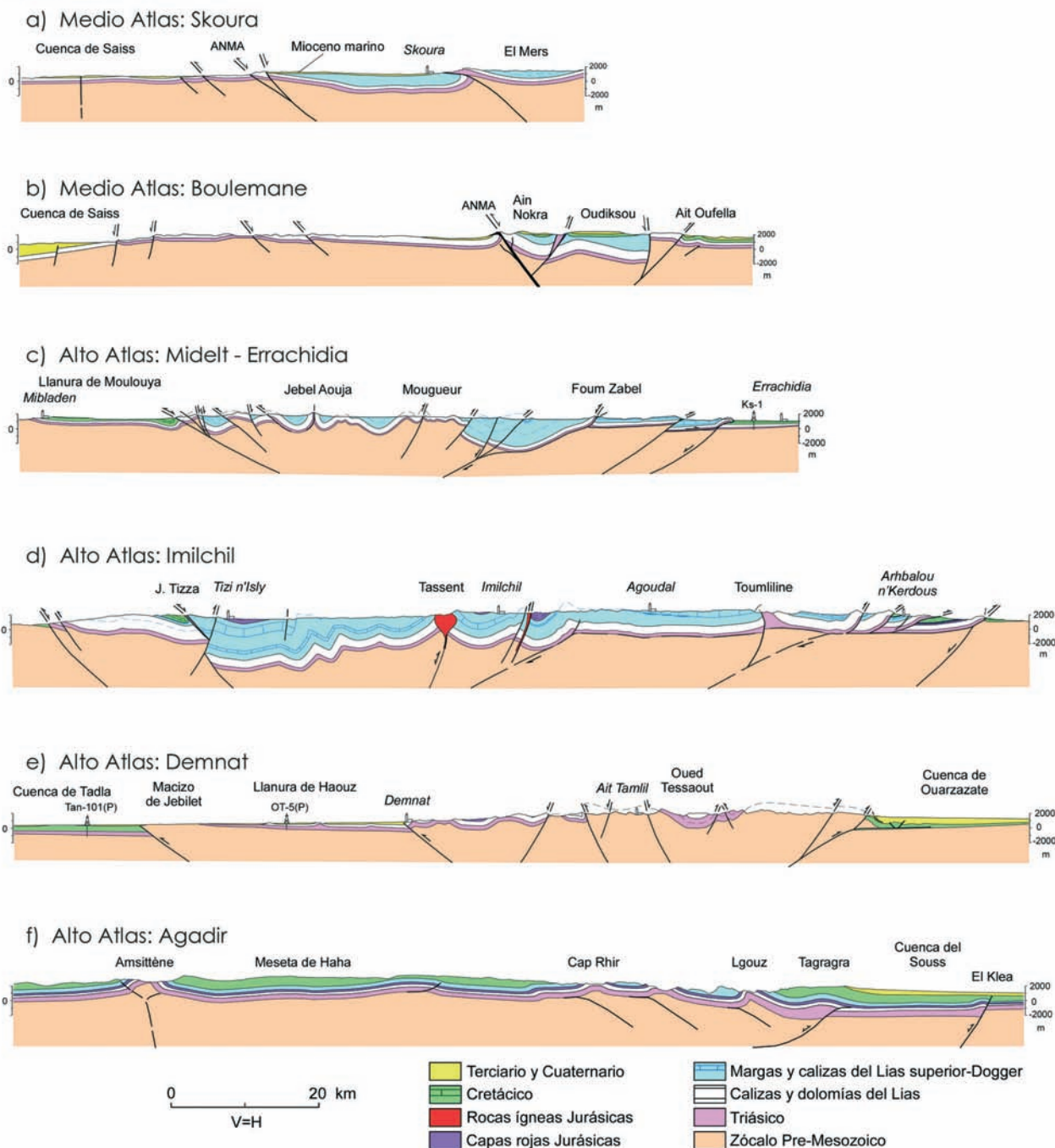


Figura 2.- Mapa geológico del Alto y Medio Atlas (realizado a partir del Mapa Geológico de Marruecos a escala 1:1.000.000 de Hollard, 1985, modificado con datos propios). Las líneas gruesas indican la posición de los cortes geológicos de la figura 3 y de los perfiles gravimétricos de la figura 4.

NNW-SSE



**Figura 3.-** Cortes geológicos transversales del Medio y Alto Atlas (ver localización en la figura 2). Corte a según Babault *et al.* (2007). Corte b según Arboleya *et al.* (2004). Cortes c, d y e según Teixell *et al.* (2003). Corte f según datos de Amrhar (1995), con la estructura de la parte meridional adaptada de Frizon de Lamotte *et al.* (2000). En este corte, las capas de margas y calizas llegan hasta el Malm. ANMA: Falla Norte Medioatlásica.

compresión NW-SE en torno a las estructuras principales (El Kochri y Chorowicz, 1995; Gómez *et al.*, 1998), sugiriendo reorientaciones locales del campo de esfuerzos regional y explicando el escaso movimiento direccional detectado en las fallas principales.

Las características estructurales más destacadas del Alto y Medio Atlas que se representan en los cortes geológicos pueden sintetizarse como sigue:

- la deformación suele estar heterogéneamente concentrada en bandas, entre las cuales se encuentran bloques más o menos tabulares,
- muchos cabalgamientos derivan de la inversión de antiguas fallas normales jurásicas, ya que se asocian a cambios de espesor en las series de esa edad,
- el zócalo está involucrado en la mayoría de las

estructuras, tanto fallas como pliegues. No obstante, no todos los pliegues están individualmente asociados a fallas, sino que algunos parecen ser el resultado de procesos de «buckling»,

- la tectónica de cabalgamientos despegados característica de las zonas externas de las cordilleras se limita aquí a una franja estrecha en la parte central del borde S del Alto Atlas (el frente N involucra al zócalo), y
- la estructura del Medio Atlas es más sencilla que la del Alto Atlas, presentando una mayor preponderancia de zonas tabulares poco deformadas.

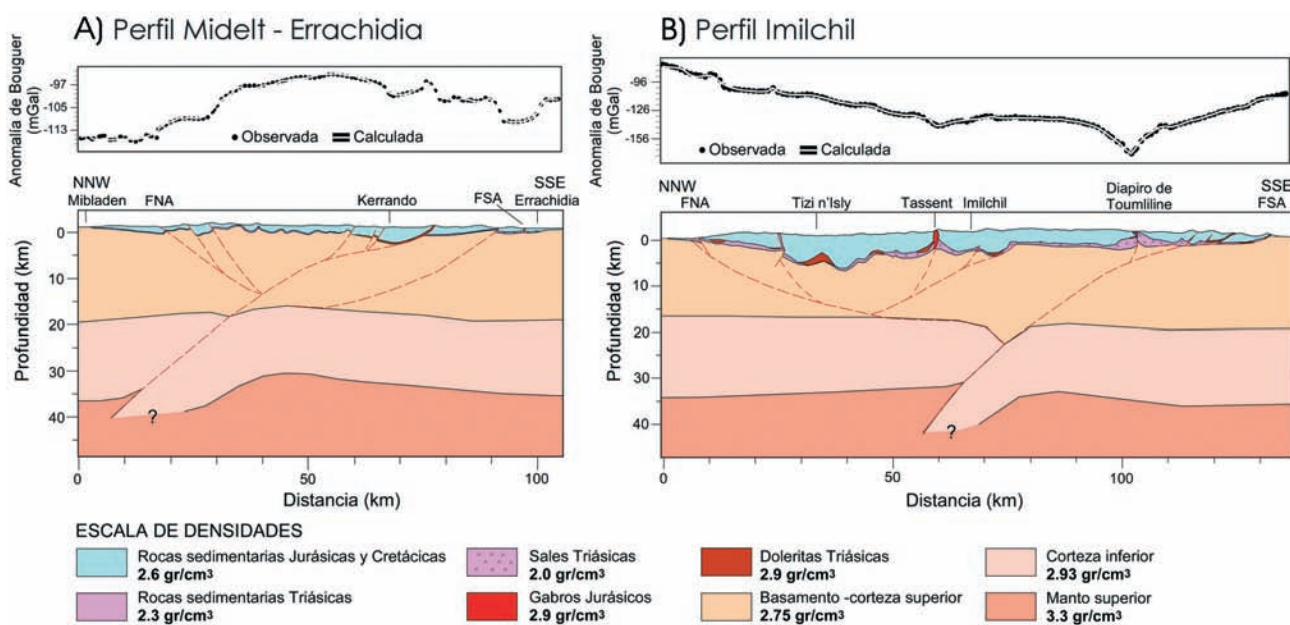
La mayoría de los cortes geológicos de la figura 3, a través del Alto Atlas, han sido compensados y restituidos tomando como referencia las capas mesozoicas. A menudo surgen dificultades para equilibrar los cortes a mayor profundidad, ya que el acortamiento deducido para los niveles sedimentarios es difícilmente trasladable al zócalo (nótese en los cortes 3 c y d la ausencia de culminaciones de basamento, y cómo éste se sitúa a menudo a una profundidad mayor en las cordilleras que en las llanuras periféricas). La restitución de los cortes geológicos indica valores de acortamiento orogénico modestos, que de E a W varían desde el 24% hasta el 15% en el Alto Atlas central (cortes 3 c, d y e: Teixell *et al.*, 2003). Esta tendencia se mantiene hasta el Alto Atlas occidental, donde, a pesar de que no hay cortes restituidos, el acortamiento parece aún menor (Amrhar 1995, Frizon de Lamotte *et al.* 2000; Hafid *et al.*, 2006; Missenard *et al.*, 2007) (Fig. 3, corte f). Por lo que respecta al Medio Atlas, aunque la incertidumbre en cuanto a posibles desplazamientos direccionales es

mayor, los porcentajes de acortamiento perpendiculares a las estructuras que se han publicado son menores que en el Alto Atlas (<10%, Gómez *et al.*, 1998, Arboleya *et al.*, 2004).

De los valores presentados se deduce que las cordilleras del Atlas han experimentado un acortamiento tectónico pequeño para la elevación topográfica que actualmente presentan (Fig. 1). Los datos y modelos geofísicos disponibles hasta el momento indican que, consecuentemente con el modesto acortamiento, el espesor de la corteza bajo las cordilleras Atlásicas es pequeño, y no existen raíces corticales importantes. Makris *et al.* (1985), Tadili *et al.* (1986) y Wigger *et al.* (1992) publicaron estimaciones del espesor cortical basadas en sismica de refracción y gravimetría. Las conclusiones de estos trabajos, aunque apoyadas en datos de baja resolución, sugieren que la discontinuidad de Mohorovicic se sitúa a 35 km de profundidad bajo el Medio Atlas y Anti-Atlas, alcanzando localmente una profundidad de unos 38-39 km bajo el Alto Atlas.

#### Contribución de la modelización gravimétrica

Tomando como punto de partida los trabajos citados, en combinación con resultados recientes más precisos de «receiver functions» publicados por Sandvol *et al.* (1998) y Van der Meijde *et al.* (2003), se ha realizado recientemente una modelización de la estructura de la corteza basada en nuevos datos gravimétricos de mayor resolución adquiridos in-situ (Fig. 4) (Ayarza *et al.*, 2005). Los datos de «receiver functions» indican dos saltos importantes de velocidad a profundidades propias de la base de la corteza, sugiriendo una probable duplicación de la



**Figura 4.-** Modelos gravimétricos a escala cortical del Alto Atlas, basados en mediciones in-situ de la anomalía de Bouguer (según Ayarza *et al.*, 2005) (ver localización de los perfiles en la figura 2). Escala de densidades obtenida a partir de velocidades sísmicas (Makris *et al.*, 1985). Los máximos y mínimos de pequeña longitud de onda reflejan la estructura de la corteza superior, y en particular la presencia local de sales triásicas e intrusiones máficas mesozoicas. Los mínimos de gran longitud de onda se han modelizado como la respuesta de una raíz cortical que alcanza una profundidad próxima a 40 km.

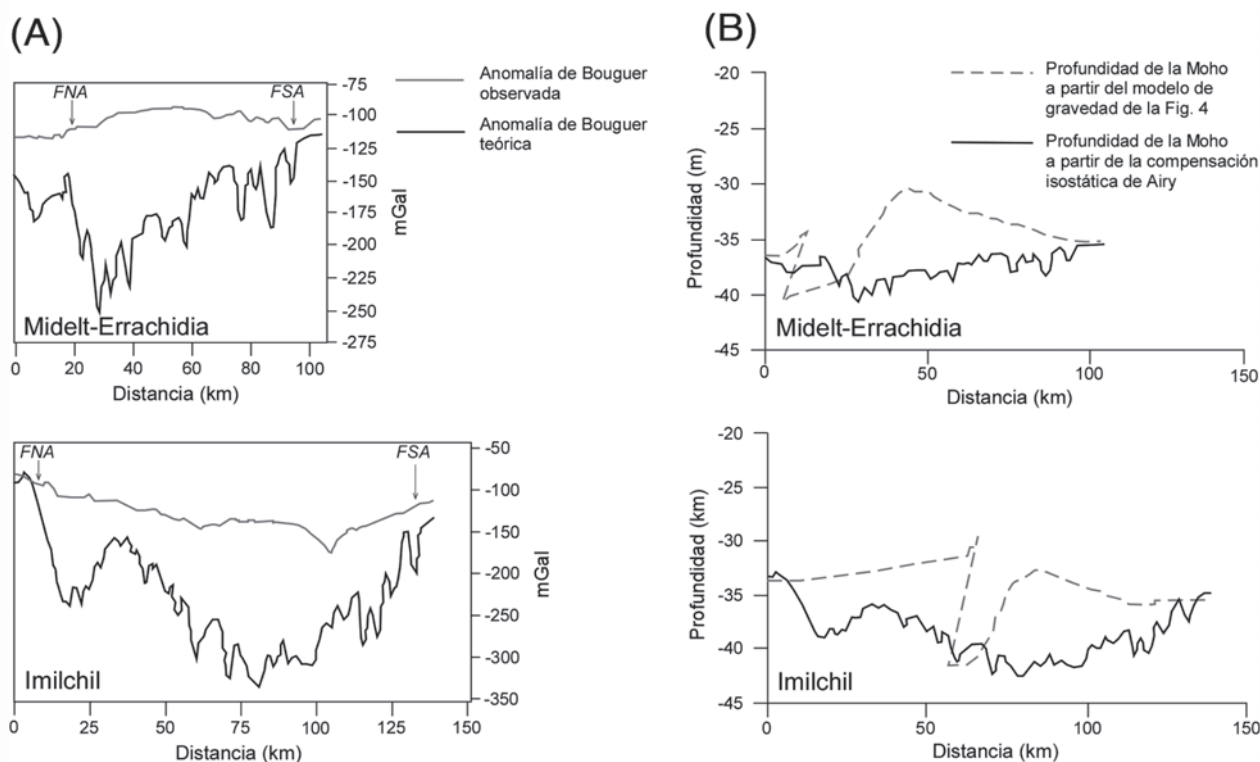
discontinuidad de Mohorovicic al N del Alto Atlas. Esto es coherente con algunos modelos de resistividad eléctrica que proponen la existencia de zonas de falla que cruzan la corteza (Schwarz *et al.*, 1992). Con esos datos, y con la gravimetría adquirida, Ayarza *et al.* (2005) propusieron el modelo cortical de la figura 4, en el que se dibujan cabalgamientos de escala cortical que desplazan la discontinuidad de Mohorovicic y penetran en el manto superior. Este modelo difiere de una interpretación anterior de Wigger *et al.* (1992) y Giese y Jacobshagen (1992), quienes propusieron que los cabalgamientos se enraizan en un despegue intracortical horizontal que subyace el Alto y Medio Atlas en su totalidad, transfiriendo el acortamiento de la corteza inferior hasta la cordillera del Rif. No obstante, los datos de sísmica de refracción de los autores citados y los datos gravimétricos existentes hasta aquel momento ya sugerían la existencia de un salto en el espesor de la corteza entre el Alto Atlas y las llanuras meridionales (ver discusión más detallada en Arboleya *et al.*, 2004 y Ayarza *et al.*, 2005). Con todo, las dimensiones de la raíz cortical que se adaptan a los valores de la anomalía de Bouguer son reducidas. El espesor de la corteza sigue resultando insuficiente para explicar la altitud topográfica, como se ilustra en la figura 5, que muestra la expresión de la anomalía.

**Mecanismos de sustentación del relieve del Atlas**

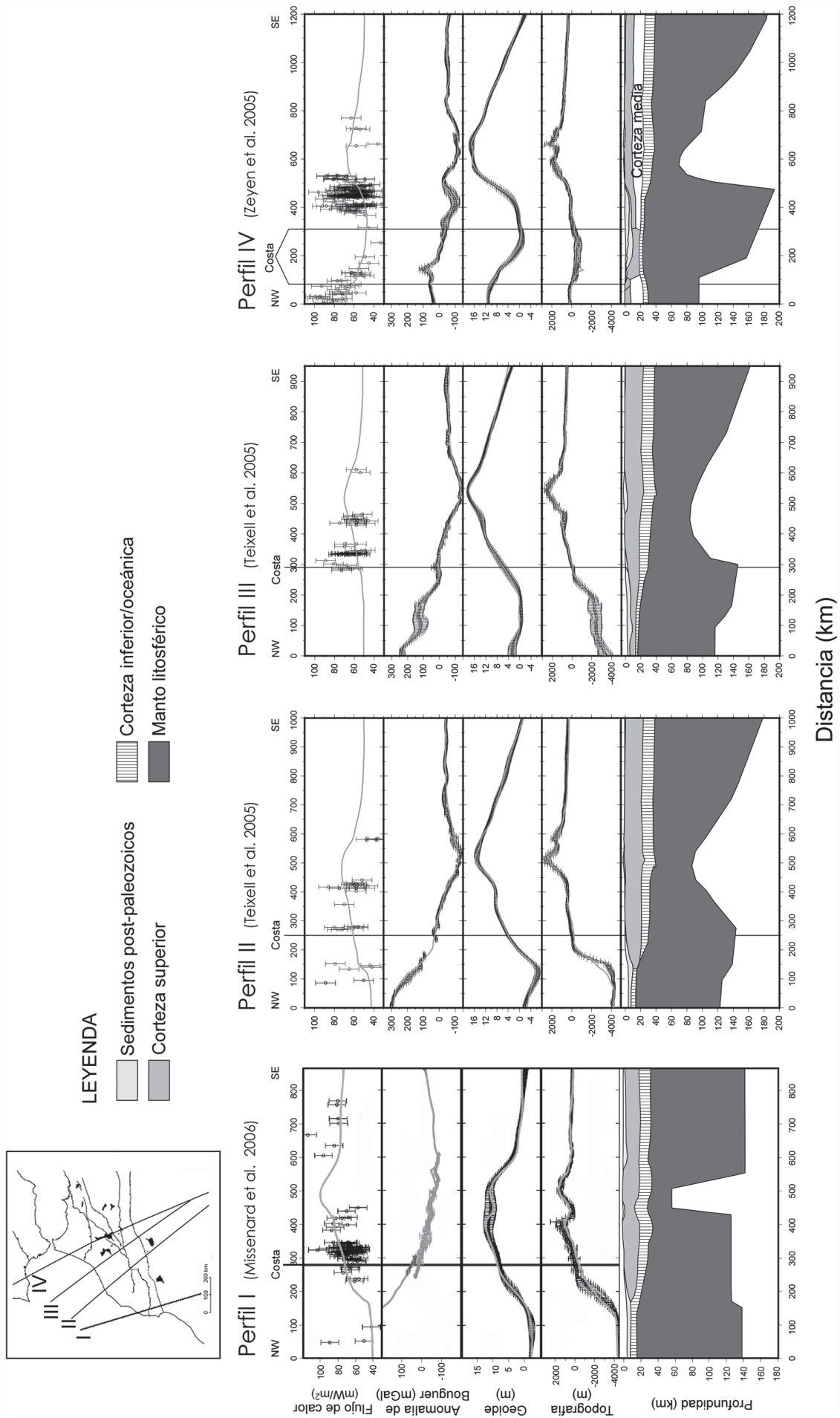
Tanto la distribución del acortamiento calculado (que disminuye de E a W mientras que la altitud

aumenta en esa dirección) como el espesor de la corteza detectado, sugieren que la elevación de las cordilleras del Atlas y de sus llanuras periféricas no se debe únicamente al engrosamiento cortical, sino que deben haber actuado mecanismos de levantamiento adicionales, de origen mantélico (Teixell *et al.* 2003, 2004). Esta conclusión se ve apoyada por tomografía sísmica, que revela bajas velocidades bajo el sistema Atlásico indicando que la litosfera es delgada o anómalamente caliente (Seber *et al.*, 1996), y con datos puntuales de flujo de calor, que apuntan en la misma dirección (Ramdani, 1998).

El modelado de la estructura litosférica basado en campos potenciales (Zeyen *et al.* 2005; Teixell *et al.*, 2005; Missenard *et al.*, 2006) refuerza esta interpretación. El modelado se basa en datos de gran escala de gravedad, geoide, topografía promediada y flujo de calor. El resultado es que la litosfera cratónica sahariana y del N de Marruecos, que presenta un espesor de 160-180 km, se adelgaza hasta unos 80 km bajo el sistema Atlásico (Fig. 6). La zona adelgazada define una banda de centenares de kilómetros de anchura, orientada NE-SW, que discurre entre el Alto Atlas occidental y el Medio Atlas (Teixell *et al.*, 2005, Missenard *et al.*, 2006). La posición somera de la astenosfera explicaría por tanto la elevada topografía, así como otra singularidad del Atlas que consiste en la existencia de magmatismo alcalino de edad cenozoica y cuya geoquímica indica un origen mantélico (ver revisiones de su distribución cronológica y geográfica en Harmand y Cantagrel, 1984, El Azzouzi *et al.*, 1999,



**Figura 5.-** Expresión de la anomalía isostática en el Alto Atlas (tomado de Ayarza *et al.*, 2005). a) Comparación entre la anomalía de Bouguer observada y la anomalía teórica de raíz según la topografía actual. b) Comparación entre la profundidad de la discontinuidad de Mohorovicic modelizada (Fig. 4) y la profundidad que cabría esperar si hubiese un equilibrio isostático cortical de tipo Airy. FNA: frente norte del Alto Atlas; FSA: frente sur.



**Figura 6.** Modelos litosféricos de las cordilleras del Atlas y regiones adyacentes basados en campos potenciales (ver los trabajos citados para sus parámetros físicos). Los paneles superiores de cada perfil comparan los valores observados (círculos con barras de error) con los valores que resultan del modelo del dibujo inferior (líneas continuas grises). El modelo del perfil IV de Zeyen *et al.* (2005) considera una corteza continental dividida en tres capas (además de las rocas sedimentarias supracorticales), mientras que los restantes modelos consideran únicamente dos capas.



y Teixell *et al.*, 2005). Según el modelado, parte de la elevación topográfica (un 50% aproximadamente en el Alto Atlas) estaría causada por el acortamiento y engrosamiento cortical, mientras que la parte restante estaría causada por la flotabilidad inducida por la estructura mantélica. Además, el ascenso de origen mantélico puede haber compensado la subsidencia flexural asociada a las cargas cabalgantes Atlásicas, explicando así el poco desarrollo de cuencas de antepaís periféricas que se observa (Tesón *et al.*, 2005; García-Castellanos *et al.*, 2007).

Las causas del adelgazamiento litosférico que se deduce en la actualidad son difíciles de precisar, aunque se puede señalar que no se deben a una tectónica extensiva ya que las estructuras de neotectónica y los datos de sismicidad en el Atlas indican siempre mecanismos compresivos (Coisy y Frogneux, 1980; Medina y Cherkaoui, 1991; Morel *et al.*, 1993, 2000; Sani *et al.*, 2000). El moderado acortamiento y engrosamiento cortical detectados hacen también poco probable un mecanismo de delaminación litosférica, que fue propuesto por Ramdani (1998). Por tanto, el ascenso de la astenosfera bajo las cordilleras del Atlas puede deberse a la propia dinámica convectiva del manto, independientemente de la tectónica local. La zona de baja velocidad sísmica bajo el Atlas propuesta por Seber *et al.* (1996) es coherente con los modelos tomográficos globales de Bijwaard y Spakman (2000) y Goes *et al.* (1999), que muestran que dicha anomalía se prolonga hasta el manto inferior. Goes *et al.* (1999) llegan a sugerir la existencia de una zona de manto inferior térmicamente anómalo que conectaría las raíces del vulcanismo neógeno Europeo y de las Canarias, que presentan una signatura geoquímica similar al vulcanismo del Atlas (Anguita y Hernan, 2000). La amplitud de la anomalía de velocidad no es muy grande (0,55%), pero su extensión sugiere que el adelgazamiento litosférico anteriormente descrito podría deberse a un ascenso mantélico de tipo pluma, originado en el manto inferior. No obstante, la localización geográfica de su expresión en superficie, al sur de los orógenos del Arco de Gibraltar, podría obedecer a condiciones específicas del manto superior, posiblemente a flujo lateral inducido por la interacción de la zona de subducción detectada en esa región como una losa de alta velocidad que se introduce en la parte superior del manto (Gutscher *et al.*, 2002).

### **Cronología de la deformación, el levantamiento y la exhumación**

Una vez enumerados los procesos que han edificado las cordilleras del Atlas surge la cuestión de la distribución de los mismos en el tiempo. El levantamiento de las cordilleras tal como las vemos en la actualidad se debe a la combinación de mecanismos diferentes, por lo que deben analizarse por separado la cronología de la deformación compresiva y la del levantamiento en sí, con su componente de origen

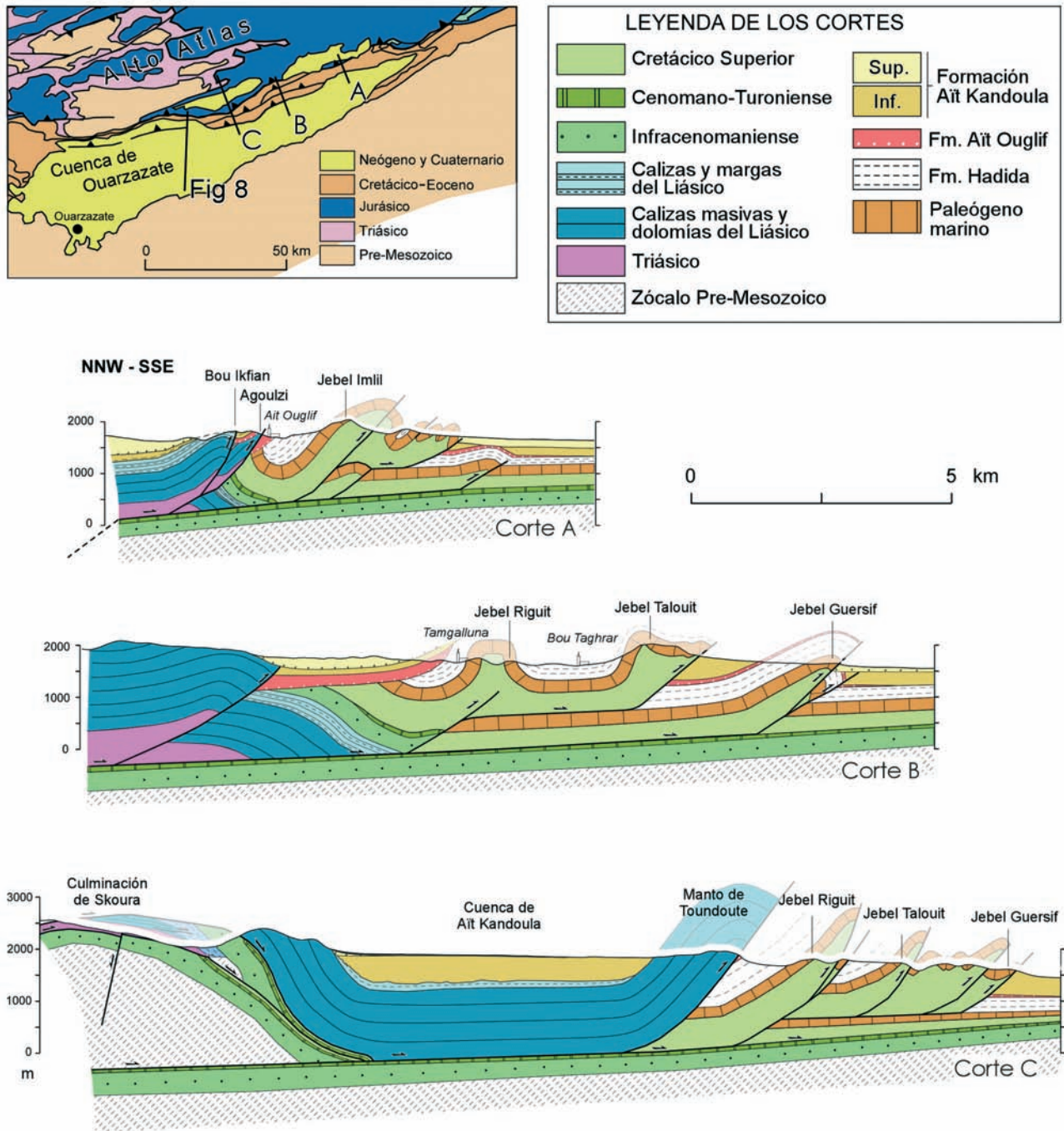
mantélico. En una primera aproximación, estos procesos suceden durante el Cenozoico, pero es necesario un análisis de mayor resolución para discernir si coinciden en el tiempo o no.

### *Cronología de la deformación*

La cronología de la deformación compresiva ha sido abordada por varios autores, de manera más o menos intuitiva o basada en las relaciones con la sedimentación sintectónica. El desacuerdo es notable: Laville *et al.* (1977) proponen un periodo compresivo largo entre el Cretácico superior y el Mioceno; Görler *et al.* (1988) distinguen dos pulsos de deformación, el primero en el Oligoceno y el segundo en el Plioceno superior-Pleistoceno. Fraissinet *et al.* (1988) hablan de cuatro fases entre el Oligoceno y el Plioceno, mientras que Frizon de Lamotte *et al.* (2000) concluyen con dos fases tectónicas, una en el Eoceno superior y otra en el Plio-Pleistoceno. La compresión continúa hasta la actualidad, como atestiguan los estudios de neotectónica (Couvreux, 1973; Dutour y Ferrandini, 1985; Morel *et al.*, 1993, 2000; Sebrier *et al.*, 2006), microsismicidad (Coisy y Froigneux, 1980), y mecanismos focales (Medina y Cherkaoui, 1991).

Debido a la falta de consenso respecto a la deformación terciaria, hemos revisado recientemente las relaciones entre tectónica y sedimentación en el cinturón de cabalgamientos frontal del sur del Alto Atlas, adyacente a la cuenca de Ouarzazate (Zona Sub-Atlásica; Tesón y Teixell, 2006a, b). La pequeña cuenca de Ouarzazate (Fig. 2) contiene el mejor registro de sedimentos terciarios sinorogénicos de todo el dominio Atlásico. Las relaciones entre éstos y las estructuras de la Zona Sub-Atlásica se ilustran en los cortes geológicos de la figura 7. El sistema de cabalgamientos de la Zona Sub-Atlásica concentra la mayor parte del acortamiento de este segmento de la cordillera del Alto Atlas, con lo que los resultados obtenidos son representativos en cuanto a la edad del principal episodio compresivo.

Tal como se observa en los cortes geológicos, el sistema de cabalgamientos de la Zona Sub-Atlásica afecta por igual a la sucesión estratigráfica desde el Triásico-Jurásico hasta el Eoceno superior. Existen dos niveles de despegue principales: al norte el Triásico evaporítico, transportando el margen meridional de la cuenca Jurásica invertida, y más al sur el Cretácico superior arcilloso (Fig. 7). La secuencia de propagación de los cabalgamientos dista de ser sencilla, ya que se deducen numerosas reactivaciones y cabalgamientos fuera de secuencia (Tesón y Teixell, 2006a, b). Las primeras evidencias inequívocas de deformación local están proporcionadas por la formación de conglomerados de Ait Ouglif (Fig. 7), primera unidad discordante. Dicha formación ha sido atribuida por autores precedentes a edades diversas, pero su posición estratigráfica sugiere que debe pertenecer al Mioceno

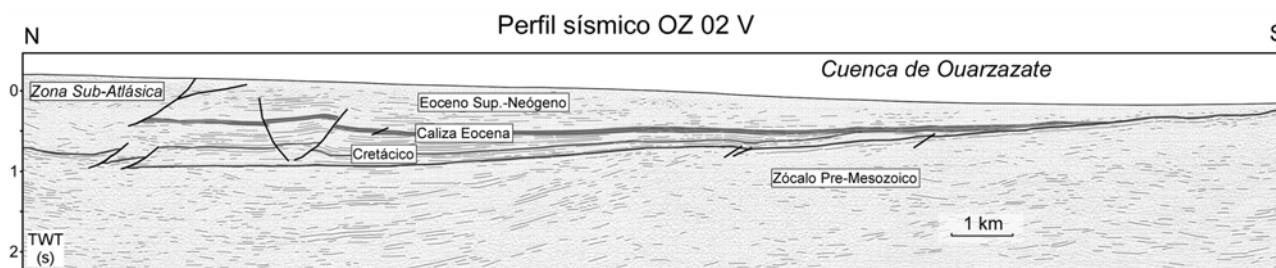


**Figura 7.-** Cortes geológicos del cinturón de cabalgamientos externo del margen sur del Alto Atlas («Zona Sub-Atlásica»), mostrando relaciones tectónica-sedimentación. La deformación afecta de manera similar a toda la sucesión estratigráfica desde el Mesozoico hasta las formaciones eocenas de Hadida-Ait Larbi. Los conglomerados miocenos de Ait Ouglif fosilizan las primeras estructuras, pero están deformados por cabalgamientos sincrónicos o posteriores, del mismo modo que los materiales terrígenos y lacustres de la formación Ait Kandoula (Mioceno-Plioceno?). El término Infracenomaniense se refiere a sedimentos terrígenos continentales de edad imprecisa, atribuidos al Cretácico inferior y, ocasionalmente, al Jurásico superior. Cortes a y b tomados de Tesón y Teixell (2006b).

inferior-medio, tal como apuntaron Görler *et al.* (1988). Puesto que claramente fosiliza estructuras tectónicas (Tesón y Teixell, 2006b), pone de manifiesto la existencia de una deformación anterior, poco constreñida cronológicamente entre el Oligoceno y Mioceno inferior. No hay evidencias locales de deformación más antigua, aunque la irrupción de conglomerados en el Eoceno medio y superior (formaciones de Hadida y Ait Larbi) sugiere que la elevación del relieve pudo comenzar ya en esa época,

en zonas más internas del Alto Atlas. La naturaleza y geometría en cuña de estas formaciones sugiere que pueden ser los primeros depósitos de cuenca de antepaís del Atlas. En todo caso nunca se han encontrado relaciones entre ellas y estructuras concretas.

Tras el hiato erosivo que abarca el Oligoceno - aparentemente generalizado en todo el dominio Atlásico-, la formación de Ait Ouglif y la suprayacente de Ait Kandoula (Mioceno-Plioceno inferior?,



**Figura 8.**- Ejemplo de interpretación de perfil sísmico de reflexión a través de la cuenca de Ouarzazate (situación en figura 7). Las formaciones sinorogénicas terciarias por encima de las calizas eocenas reflectivas presentan una geometría típica de prisma de antepaís. Perfil cedido por la compañía ONHYM.

Benammi *et al.*, 1996) forman el relleno de la cuenca de Ouarzazate, y coexisten con la emergencia de los cabalgamientos, como atestiguan frecuentes discordancias internas y cambios de facies (Fraissinet *et al.*, 1988; El Harfi *et al.*, 2001; Tesón y Teixell, 2006a,b). Estas formaciones sinorogénicas, todas de origen continental, están en vías de datación precisa mediante magnetostratigrafía en la cuenca de Ouarzazate (Tesón *et al.*, 2007). Hay visiones diferentes en cuanto a su significado: El Harfi *et al.* (2001) atribuyeron el hiato oligoceno a una fase de inactividad tectónica, interpretación no compatible con la fosilización de estructuras mencionada anteriormente, y Missenard *et al.* (2006) interpretan no solo el hiato sino también toda la sedimentación Mio-pliocena de Ait Ouglif-Ait Kandoula como un periodo de inactividad, lo que tampoco es conforme ni a la subsidencia típica de antepaís que las formaciones atestiguan (ver geometría en la figura 8), ni con las relaciones tectónica-sedimentación que se observan en la Zona Sub-Atlásica.

De los datos expuestos deducimos que la actividad principal en el borde meridional del Alto Atlas aparece como continua entre el Oligoceno y el Plioceno-Cuaternario. La sedimentación sintectónica estaría separada por etapas erosivas cuyo origen, en contraposición a las etapas de agradación sedimentaria, debe estar determinado por las condiciones de drenaje a escala regional (endorreísmo y exorreísmo en la cuenca de Ouarzazate). La velocidad de acortamiento calculable a partir de la restitución progresiva de los cortes geológicos es lenta (0,3 mm/a, Tesón y Teixell, 2006b); dado que la Zona Sub-Atlásica concentra la mayor parte de la deformación del Alto Atlas, la velocidad de acortamiento total de la cordillera no debe ser mucho mayor.

¿Existen pruebas de deformación compresiva más antigua a lo largo del Alto y Medio Atlas? En la bibliografía se encuentran a menudo referencias al inicio de la orogénesis del Atlas en tiempos que se remontan hasta el Cretácico superior, aunque a menudo poco o nada documentadas. Entre los trabajos que aportan observaciones de campo, Laville *et al.* (1977) describen discordancias angulares locales en la base de las calizas paleógenas del área de Toundout, en la Zona Sub-Atlásica (cerca del corte C de la figura 7). Aunque negadas por Errarhaoui (1997), que las atribuyó a

disarmonías tectónicas, en nuestra opinión dichas discordancias existen y se asocian a niveles de microconglomerados y a geometrías locales de «onlap». No obstante, su extensión areal es muy restringida: en la mayor parte de las cordilleras del Atlas, las calizas paleógenas se hallan concordantes sobre el Cretácico superior. La paleogeografía de dichas calizas, de acuerdo con Herbig y Trappe (1994), refleja un golfo marino conectado con el Atlántico, más que una cuenca de antepaís. En sedimentos más antiguos todavía, del Senoniense del borde norte del Alto Atlas de Marrakech, Froitzheim *et al.* (1988) y Amrhar (1995) describen un pliegue sinclinal con discordancias angulares y progresivas afectando a sedimentos de esa edad. También en este caso se trata de una única estructura, no habiéndose podido extender la observación a zonas más amplias. Con los conocimientos actuales puede concluirse que, al igual que en otros orógenos del Sistema Alpino Mediterráneo, es posible que el dominio del Atlas fuese sometido a compresión desde finales del Cretácico, pero en esa época y durante el Paleógeno inferior la deformación fue de muy baja intensidad o estuvo muy localizada, correspondiendo quizás a pliegues de distribución limitada (y no a un verdadero orógeno). El episodio principal de deformación orogénica que edificó el Alto y Medio Atlas tuvo lugar a nuestro entender desde el Oligoceno hasta tiempos recientes (a lo sumo iniciándose en el Eoceno medio-superior como hemos comentado anteriormente y como proponen Frizon de Lamotte *et al.*, 2000). Incluso dentro de esta etapa, lo más probable es que la deformación estuviera heterogéneamente distribuida en el tiempo y en el espacio, como atestigua el que en zonas como el Medio Atlas septentrional las capas del Mioceno superior se hallen netamente discordantes sobre los pliegues (Fig. 3, corte a).

#### *Cronología del adelgazamiento litosférico y del levantamiento*

En cuanto a la edad del adelgazamiento litosférico, las únicas atribuciones publicadas corresponden a Teixell *et al.* (2005) y Missenard *et al.* (2006), basándose en la edad del magmatismo alcalino presumiblemente relacionado. Este magmatismo se agrupa en dos pulsos principales: el primero en torno a 40-45 Ma, y el segundo, volumétrica y arealmente más

importante, entre 15 y 0,5 Ma. Cabe señalar que estos episodios magmáticos alcalinos son aproximadamente coincidentes en edad con los de Canarias y Europa central (Anguita y Hernan, 2000; Michon y Merle, 2001), lo que refuerza un origen mantélico que trasciende la escala de las cordilleras del Atlas.

Si bien adelgazamiento litosférico y levantamiento deben estar relacionados, la datación del levantamiento mediante las evidencias de adelgazamiento es una aproximación indirecta a la cuestión, cuya confirmación precisaría de indicadores directos de índole estratigráfica o geomorfológica. Cabe esperar que el levantamiento asociado a los procesos térmicos del manto afecte a la topografía a una escala diferente de la que causaría el engrosamiento cortical, aunque ambas interfieran. Por ello, los indicadores deberían consistir en marcadores de paleo-elevación o de paleo-horizontalidad de gran escala e, idealmente, que se hallen poco afectados por la deformación tectónica. Indicadores que cumplan estos requisitos no son muy abundantes, pero se han encontrado los siguientes (Babault *et al.*, 2007):

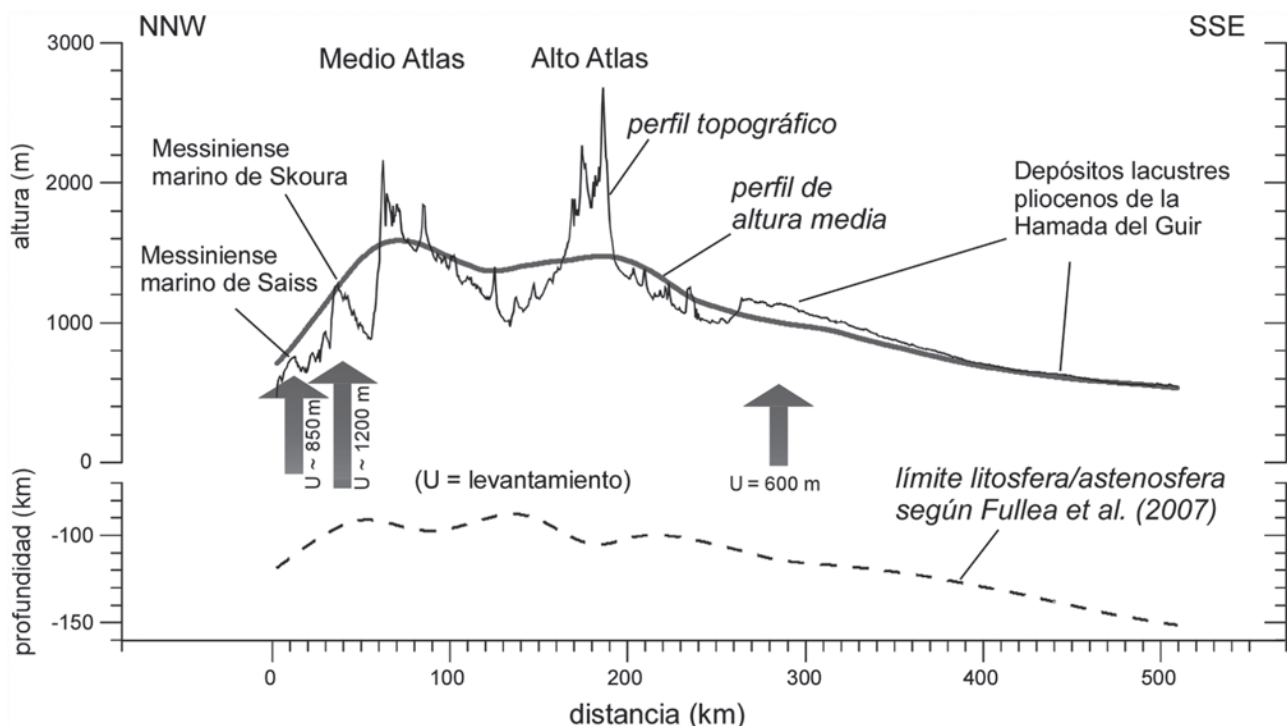
1) la cuenca Neógena de Skoura del Medio Atlas (Martin, 1968), con sedimentos marinos Messinienses a 1200 m de altitud. Estos materiales se hallan poco deformados, fosilizando las capas mesozoicas plegadas de la mitad septentrional del Medio Atlas (Fig. 3, corte a), y estando afectados únicamente por fallas normales menores. Interpretamos que los referidos sedimentos postdatan el engrosamiento cortical (modesto, en cualquier

caso) de esta parte del Atlas; su carácter marino se debe probablemente a subsidencia flexural en la parte distal de la cuenca de antepaís del Rif (Saïss), con la que conectaban en el Mioceno superior (ver localización en la figura 2).

2) la Hamada del Guir, extensa mesa compuesta por sedimentos lacustres atribuidos al Plioceno inferior (Lavocat, 1954) situada al sur del Alto Atlas (Fig. 2). Tratándose de depósitos de lago depositados en la horizontal, las calizas de la Hamada del Guir se hallan sin embargo netamente basculadas hacia el sur, con una diferencia de altura de 600 m en una distancia de 200 km.

3) las lavas ankaramíticas de 2,9 Ma de antigüedad de Foum el Kous (Schmidt, 1992), también al sur del Alto Atlas (15 km al SW de Tinerhir, Fig. 2). Estas lavas sellan un paleovalle encajado en la cuenca de antepaís de Ouarzazate, marcando así su levantamiento e incisión, dominando a la subsidencia flexural inducida por los cabalgamientos atlásicos, aún activos al norte de esa zona.

El levantamiento topográfico evidenciado por estas observaciones se representa de forma esquemática en la figura 9. Su gran longitud de onda es compatible con la escala del adelgazamiento litosférico del Atlas, así como lo es el hecho de que afecte a marcadores poco o nada deformados (Babault *et al.*, 2007). La incisión de los marcadores por la red fluvial es pequeña, con lo que puede descartarse que el rebote isostático haya jugado



**Figura 9.**- Perfil topográfico del sistema Atlásico indicando el levantamiento de gran radio de curvatura en tiempos post-Miocenos, deducido a partir de criterios estratigráficos/morfológicos (ver localización en la figura 1). El perfil de altitud media se ha calculado mediante una ventana móvil de 100 km de diámetro. El levantamiento muestra una buena correlación con la posición del límite litosfera/astenosfera según la modelización de Fullea *et al.* (2007).

un papel relevante en su elevación o basculamiento. Sorprendentemente, los indicadores enumerados apuntan a una edad post-Miocena para ese levantamiento, más reciente que gran parte del magmatismo alcalino Atlásico, y su magnitud (hasta 1000 m en Skoura) es realmente una fracción importante del levantamiento total de origen mantélico del Atlas -de hecho había sido estimado por Missenard *et al.* (2006, Fig. 6) en ~1000 m para el Medio Atlas-. Tomando el valor máximo detectado, la velocidad promedio de levantamiento desde el Messiniense es de ~0,2 mm/a.

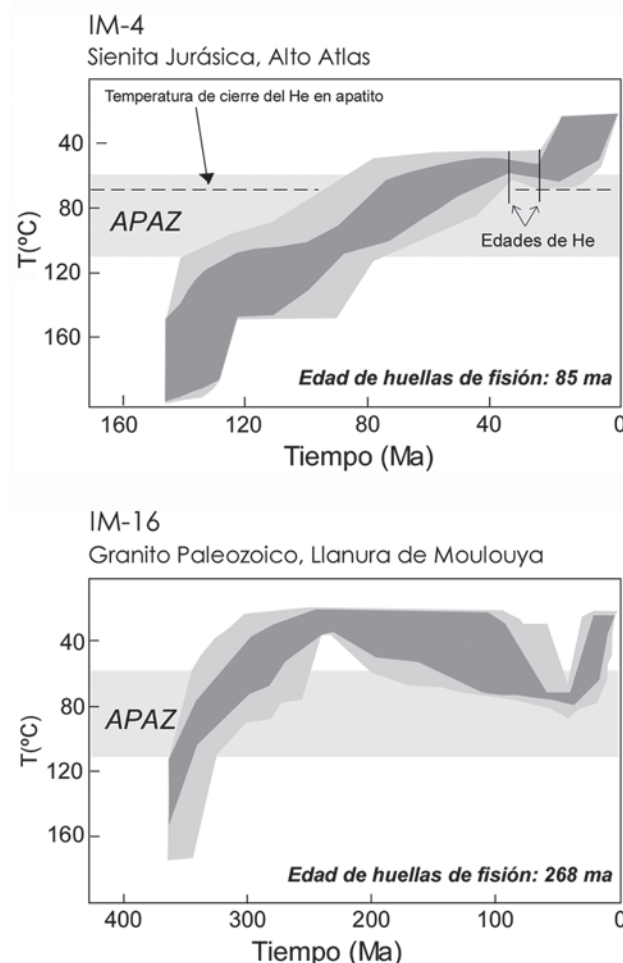
### Termocronología

Como complemento al estudio evolutivo de las cordilleras se ha abordado la cronología de los procesos de denudación mediante análisis de huellas de fisión y de (U-TH)/He en apatito. Los primeros datos de huellas de fisión fueron presentados por Barbero *et al.* (2004, 2007) para el Alto Atlas central, incluyendo modelización de historias térmicas (Fig. 10). Las muestras de los macizos internos de zócalo y de la llanura de la Moulouya aportaron edades centrales de huellas de fisión (edad de paso por la isoterma de ~110° C) antiguas (270 Ma, 143 Ma), indicando que estos macizos no han experimentado mucha exhumación durante el Terciario (debieron mantenerse cercanos a la superficie desde el Mesozoico hasta tiempos recientes). Lo mismo sucede en granos detríticos de apatito separados de rocas terrígenas Jurásicas (edad central de 243 Ma), que reflejan la herencia de la exhumación post-Hercínica. Todo ello es coherente con una cantidad de erosión modesta en las cordilleras del Atlas. Para descifrar la historia térmica durante el Mesozoico superior y Terciario del Alto Atlas central, las mejores rocas han resultado las rocas ígneas (sienitas) Jurásicas de las proximidades de Imilchil, puesto que no presentan el problema de la herencia de las edades. Aún así, estas rocas arrojan edades relativamente antiguas, persistentemente situadas en torno a 80-90 Ma. La modelización térmica indica que estas edades se hallan dentro de un periodo de enfriamiento continuado y regular desde la época de la intrusión (145 Ma) hasta hace unos 50 Ma (Fig. 10), atribuido por Barbero *et al.* (2007) a un proceso de relajación térmica post-magmático/post-rift desde el Jurásico superior. Así, las edades de huellas de fisión registradas se interpretan como resultado de un enfriamiento no necesariamente exhumativo, ya que no existen sedimentos terrígenos de esa edad.

Según los modelos térmicos de las intrusiones jurásicas, el periodo de enfriamiento referido fue sucedido por un periodo de aparente estabilidad térmica hasta hace unos 20-25 Ma, cuando se inicia la erosión final que llevó las rocas a la superficie. Aunque este proceso queda solo parcialmente constreñido en los modelos, ya que se halla

parcialmente fuera de la ventana de borrado parcial de las huellas de fisión en apatito, está reforzado por medidas de (U-Th)/He (cuya edad de paso por la temperatura de ~60° C varía entre 9 y 38 Ma para diferentes muestras y cristales; Barbero *et al.*, 2007). La edad de ~20 Ma coincide aproximadamente con los depósitos de conglomerados en las cuencas neógenas al sur del Alto Atlas (formaciones de Ait Ouglif y Ait Kandoula; Görler *et al.*, 1988; Teson y Teixell, 2006).

Con respecto a la parte occidental del Atlas, Balestrieri *et al.* (2006) presentaron un resumen con resultados preliminares de muestras del Alto Atlas al sur de Marrakech, donde existen extensos afloramientos de rocas pre-mesozoicas (Fig. 2). Sus



**Figura 10.-** Ejemplo de datos de termocronología del Atlas marroquí. Se representan edades centrales de huellas de fisión en apatito, modelos térmicos a partir de la longitud de las huellas, y edades de (U-Th)/He. El modelo a corresponde a una muestra de una intrusión jurásica del Alto Atlas central, mientras que el modelo b corresponde a una muestra de un macizo paleozoico aflorante entre el Alto y Medio Atlas (ver más detalles en Barbero *et al.*, 2007). Las historias térmicas han sido realizadas mediante un modelo de tipo inverso por la generación aleatoria de trayectorias tiempo-Temperatura (t-T) usando un método de Monte Carlo. Para estas trayectorias generadas se predice la edad de huellas de fisión y la longitud de las mismas aplicando un determinado modelo de borrado térmico en función de la composición del apatito en términos de F y Cl. El resultado obtenido para cada trayectoria t-T se compara con los medidos en las muestras objeto de estudio, y se escoge el envolvente de aquellos que superan un determinado test estadístico (en gris claro los que producen un buen encaje, en gris oscuro los mejores encajes). APAZ es la zona de borrado térmico parcial para el apatito.

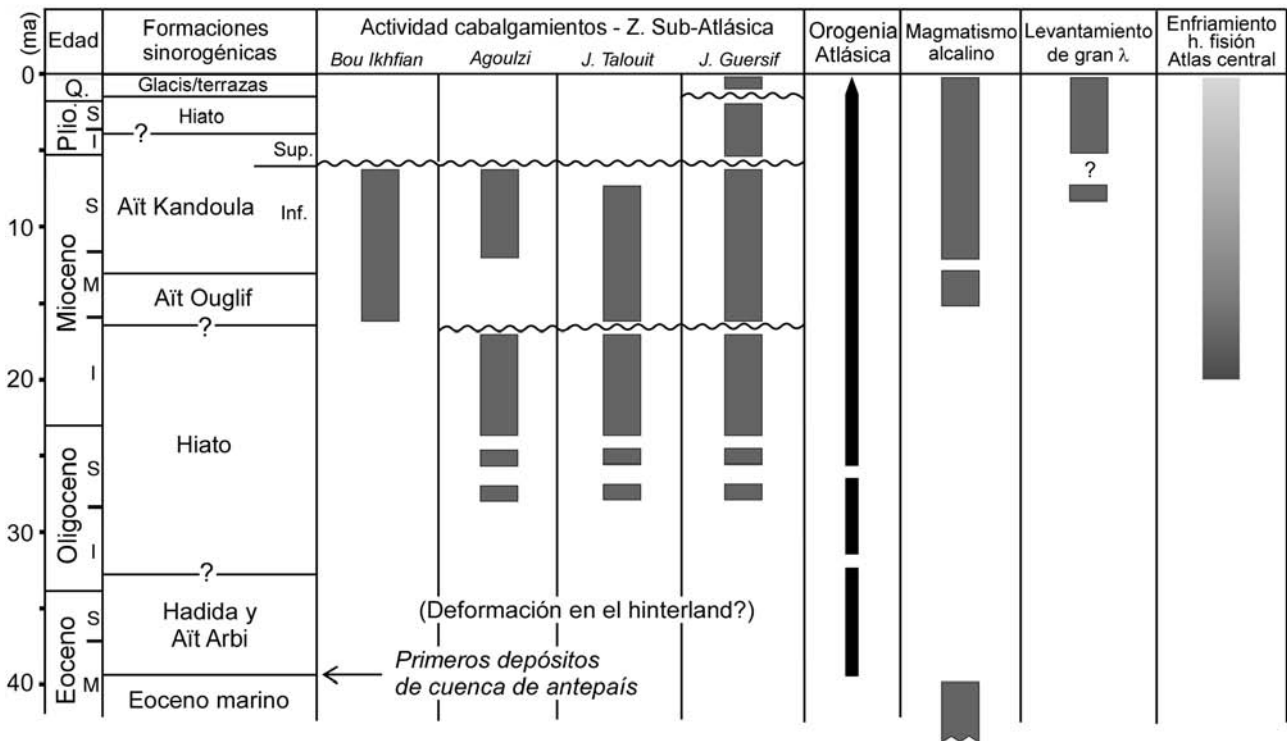
resultados son compatibles con los de Barbero *et al.* (2004, 2007): edades antiguas (185 y 72 Ma) en los afloramientos septentrionales y meridionales, y edades de 20-25 Ma en la parte central y más alta de la cadena (éstas últimas edades indicarían ya una importante exhumación neógena, a diferencia del Atlas central). Missenard (2006) presenta en su tesis doctoral un artículo en vías de preparación con nuevas medidas de edades centrales de huellas de fisión de rocas precámbricas de la misma zona. Se mencionan también edades recientes (entre 9, 17 y 25 Ma a diferentes elevaciones). En ningún caso la calidad de las huellas permitió la modelización de historias térmicas. Salvo las muestras en torno a 9 Ma recogidas por Missenard (2006) en fondos de valle, el resto de las edades miocenas detectadas por todos los autores no coinciden con manifestación magmática alguna (y son anteriores a las evidencias directas de levantamiento de gran longitud de onda), por lo que interpretamos que no pueden representar el levantamiento de origen mantélico, sino la erosión ligada a la compresión y el engrosamiento cortical Atlásico.

La figura 11 resume los resultados cronológicos de los diferentes indicadores. Como puede observarse, no hay una correlación perfecta entre los eventos deformativos, magmáticos, de levantamiento y de exhumación; su distribución es un reflejo de la complejidad real de los orógenos de intraplaca de aparente sencillez, como es el caso de las cordilleras del Atlas del norte de Africa.

**Conclusiones**

Las cordilleras del Alto y Medio Atlas de Marruecos están siendo objeto de una intensa investigación pluridisciplinar encaminada al mejor conocimiento de los procesos tectónicos y de evolución del relieve en el interior de las placas. Diferentes aproximaciones (geología estructural, análisis de relaciones entre tectónica y sedimentación, geomorfología, modelización geofísica, termocronología) han llevado a un conocimiento bastante avanzado de estas cordilleras. Sus resultados han puesto de manifiesto la interacción entre procesos superficiales y profundos en la edificación del sistema Atlásico, donde tanto la corteza como el manto juegan un papel determinante, diferente del habitual en zonas de borde de placa.

Por lo que respecta a la deformación compresiva, sus mecanismos principales corresponden a la inversión tectónica de surcos y fallas extensionales preexistentes, y al plegamiento litosférico de porciones más intactas del interior de la placa (este mecanismo ha sido más patente en regiones periféricas como el Anti-Atlas o la meseta marroquí, no analizadas en el presente trabajo y afectadas solo ligeramente por cabalgamientos alpinos, i.e., Guimerà *et al.* 2006, 2007). En cuanto a la elevación del relieve, tal y como ilustran las cordilleras y altas llanuras del Atlas, se deducen dos tipos de contribuciones: engrosamiento cortical, en los



**Figura 11.**- Tabla resumen de distribución en el tiempo de los diferentes eventos geológicos. Las líneas onduladas indican la posición de discordancias angulares en los sedimentos sintectónicos. Las barras verticales indican el periodo de actividad de los diferentes cabalgamientos de la Zona Sub-Atlásica (ver figura 7), la distribución temporal estimada de la deformación orogénica Atlásica, y de los episodios de magmatismo, levantamiento de gran longitud de onda ( $\lambda$ ) y enfriamiento exhumativo de los macizos ígneos del Alto Atlas central (ver texto para explicación).

cinturones de pliegues y cabalgamientos que concentran la deformación (Alto y Medio Atlas), y ascenso del manto caliente («mantle upwelling»), el cual posiblemente completa los circuitos de descenso ligados a las zonas de subducción adyacentes. Así pues, a diferencia de las zonas de subducción, que suelen presentar topografía dinámica negativa debido al arrastre de la losa densa que subduce, las zonas de intraplaca pueden ser áreas de topografía dinámica positiva que contribuya de forma neta a elevar la superficie terrestre.

En cuanto a perspectivas futuras, es indudable que quedan numerosas cuestiones de índole diversa por resolver, tanto referentes a la geología de superficie como a la de los niveles más profundos, algunas ya en vías de estudio. Sería necesario obtener mayor precisión sobre la estructura y grosor corticales (hasta ahora inferidos solo por gravimetría o sísmica de refracción de baja resolución), tanto para conocer de manera general cuales son los mecanismos de acortamiento de la corteza profunda en zonas de intraplaca, como para mejor determinar el papel de la estructura litosférica en la topografía del Atlas (ya que el resultado de los modelos de campos potenciales en cuanto a la posición del límite litosfera-astenosfera es muy dependiente del espesor asignado a la corteza). Por otra parte, habiendo sido intensamente investigada la evolución tectono-sedimentaria del sistema Atlásico durante el Mesozoico y Terciario, el paso siguiente consistiría en la reconstrucción cuantitativa de la dinámica reciente, incluyendo las tasas de convergencia y elevación del terreno mediante datación de formas del relieve y GPS, y las modalidades y tasas de cambio del paisaje en relación con la evolución tectono-térmica y climática del NW de la placa Africana en los últimos millones de años. En todo caso, los temas mencionados constituyen solo algunas de las posibilidades de investigación futura que ofrece este verdadero laboratorio natural que son las cordilleras del Atlas, en el que la investigación continúa activa por parte de numerosos equipos.

### Agradecimientos

Los trabajos de investigación que han conducido a este artículo de síntesis han sido financiados por los proyectos del MCYT-MEC PB94-0865, BTE2000-0159, BTE2003-00499, CGL2006-07226 y Consolider-Ingenio2010 CDS2006-00041, de la AEI 23/00/P, 192/03/P y A/2921/05, y de la NATO EST-CLG980144. Se agradecen los comentarios de J.I. Soto y de dos revisores anónimos que han contribuido a mejorar el manuscrito.

### Referencias

Amrhar, M. (1995): *Tectonique et inversions géodynamiques post-rift dans le Haut Atlas occidental. Structures, instabilités tectoniques et magmatismes liés à l'ouverture de l'Atlantique central et la collision Afrique-*

*Europe*. Thèse Doctorale, Univ. Cadi Ayyad, Marrakech, 253 p.

- Anguita, F. y Hernan, F. (2000): The Canary Islands origin: a unifying model. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 103: 1-26.
- Ait Brahim, L., Chotin, P., Hinaj, S., Abdelouafi, A., El Adraoui, A., Nakcha, C., Dhont, D., Charroud, M., Sossey Alaoui, F., Amrhar, M., Bouaza, A., Tabyaoui, H. y Chaouni, A. (2002): Paleostress evolution in the Moroccan African margin from Triassic to Present. *Tectonophysics*, 357: 187-205.
- Arbolea, M.L., Teixell, A., Charroud, M. y Julivert, M. (2004): A structural transect through the High and Middle Atlas of Morocco. *Journal of African Earth Sciences*, 39: 319-327.
- Ayarza, P., Alvarez-Lobato, F., Teixell, A., Arbolea, M.L., Teson, E., Julivert, M. y Charroud, M. (2005): Crustal structure under the central High Atlas Mountains (Morocco) from geological and gravity data. *Tectonophysics*, 400: 67-84.
- Babault, J., Teixell, A., Arbolea, M.L., Charroud, M. y Cherai, B. (2007): Evidence for Late Cenozoic surface uplift of the Atlas Mountains of Morocco. *Geophysical Research Abstracts, EGU 2007*, Viena, Abril 2007.
- Balestrieri, M.L., Moratti, G., Bigazzi, G. y Algouti, A. (2006): Preliminary fission-track data across a traverse in the High Atlas of Marrakech, Morocco. *Geophysical Research Abstracts, EGU 2006*, Viena, Abril 2006.
- Barbero, L., Teixell, A., Arbolea, M.-L., Bougadir, B. y Igmoullan, B. (2004): Jurassic-to-Present thermal history of the Central High Atlas (Morocco): Preliminary apatite fission track data. *10th International conference on fission track dating and thermochronology*, Amsterdam, Agosto 2004.
- Barbero, L., Teixell, A., Arbolea, M.L., del Río, P., Reiners, P.W. y Bougadir, B. (2007): Jurassic-to-present thermal history of the central High Atlas (Morocco) assessed by low-temperature thermochronology. *Terra Nova*, 19: 58-64.
- Beauchamp, W., Barazangi, M., Demnati, A. y El Alji, M. (1996): Intracontinental rifting and inversion: Missouri Basin and Atlas Mountains, Morocco. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 80: 1459-1482.
- Beauchamp, W., Allmendinger, R.W., Barazangi, M., Demnati, A., El Alji, M. y Dahmani, M. (1999): Inversion tectonics and the evolution of the High Atlas Mountains, Morocco, based on a geological-geophysical transect. *Tectonics*, 18: 163-184.
- Benammi, M., Calvo, M., Prevot, M. y Jaeger, J.J. (1996): Magnetostratigraphy and paleontology of Ait Kandoula Basin (High Atlas, Morocco) and the African-European late Miocene terrestrial fauna exchanges. *Earth and Planetary Science Letters*, 145: 15-29.
- Bijwaard, H. y Spakman, W. (2000): Non-linear global P-wave tomography by iterated linear inversion. *Geophysical Journal International*, 141: 71-82.
- Boccaletti, M., Gelati, R., Papani, G., Bernini, M., El Mokhtari, J. y Moratti, G. (1990): The Gibraltar Arc; an example of Nealpine arcuate deformation connected with ensialic shear zones. *Memorie della Società Geologica Italiana*, 45: 409-423.
- Choubert, G. y Faure-Muret, A. (1962): Evolution du domaine atlasique marocain depuis les temps

- paléozoïques. En: *Livre a la Mémoire du Professeur Paul Fallot*, Mémoire hors série, Société géologique de France, Paris, 1: 447-527.
- Coisy, P. y Frogneux, M. (1980): Une étude de microsismicité. La région de Tillouguite (Haut Atlas de Béni Mellal). *Mines, Géologie et Energie*, 47: 93-102.
- Couvreur, G. (1973): Etagement de formes et néotectonique sur le versant sud du Haut Atlas. *Revue de Géomorphologie Dynamique*, XXII: 109-124.
- Dutour, A. y Ferrandini, J. (1985): Nouvelles observations néotectoniques dans le Haut Atlas de Marrakech et le Haouz central (Maroc). Apports sur l'évolution récente d'un segment du bâti atlasique. *Revue de Géologie Dynamique et Géographie Physique*, 26: 285-297.
- El Azzouzi, M., Bernard-Griffiths, J., Bellon, H., Maury, R.C., Piqué, A., Fourcade, S., Cotten, J. y Hernandez, J. (1999): Evolution des sources du volcanisme marocain au cours du Néogène. *Comptes Rendues Académie Sciences de Paris*, 329: 95-102.
- El Harfi, A., Lang, J., Salomon, J. y Chellai, E.H. (2001): Cenozoic sedimentary dynamics of the Ouarzazate foreland basin. *International Journal of Earth Sciences*, 90: 393-411.
- El Kochri, A. y Chorowicz, J. (1995): Oblique extension in the Jurassic trough of the central and eastern High Atlas (Morocco). *Canadian Journal of Earth Sciences*, 33: 84-92.
- Errarhaoui, K. (1997): *Structure du Haut Atlas: Plis et chevauchements du socle et de couverture (interprétations des données géophysiques et géologiques)*. Thèse Doctorale, Univ. de Paris-Sud, Orsay, 327 p.
- Faure-Muret, A. y Choubert, G. (1971): Le Maroc. Domaine rifain et atlasique. En: *Tectonique de l'Afrique*. Unesco, Sciences de la terre, 6: 17-46.
- Fedan, B. (1988): *Evolution géodynamique d'un bassin intraplaque sur décrochements (Moyen Atlas, Maroc) durant le Méso-Cénozoïque*. Thèse Sciences, Université Mohammed V, Rabat, 141 p.
- Fraissinet, C., Zouine, E.M., Morel, J.-L., Poisson, A., Andrieux, J. y Faure-Muret, A. (1988): Structural evolution of the southern and northern Central High Atlas in Paleogene and Mio-Pliocene times. En: *The Atlas System of Morocco* (V. Jacobshagen, Ed.). Springer-Verlag, Berlin, 273-291.
- Frizon de Lamotte, D., Saint Bezar, B., Bracène, E. y Mercier, E. (2000): The two main steps of the Atlas building and geodynamics of the western Mediterranean. *Tectonics*, 19: 740-761.
- Froitzheim, N., Stets, N. y Wurster, P. (1988): Aspects of western High Atlas tectonics. En: *The Atlas System of Morocco* (V. Jacobshagen, Ed.). Springer-Verlag, Berlin, 219-244.
- Fullea, J., Fernández, M., Zeyen, H. y Vergés, J. (2007): A rapid method to map the crustal and lithospheric thickness using elevation, geoid anomaly and thermal analysis. Application to the Gibraltar Arc System, Atlas Mountains and adjacent zones. *Tectonophysics*, 430: 97-117.
- García-Castellanos, D., Jiménez-Munt, I., Teixell, A., Fernández, M., Arboleya, M.L., y Vergés, J. (2007): Numerical modelling constraints on the uplift of the Atlas mountains in Morocco. *1<sup>st</sup> MAPG International Convention -3<sup>rd</sup> meeting of the ILP task force Sedimentary Basins: The Geology of Vertical Movements, Abstract Book*, Marrakech, p. 24.
- Giese, P. y Jacobshagen, V. (1992): Inversion tectonics of intracontinental ranges: High and Middle Atlas, Morocco. *Geologische Rundschau*, 81: 249-259.
- Goes, S., Spakman, W. y Bijwaard, H. (1999): A lower mantle source for the central European volcanism. *Science*, 286: 1928-1931.
- Gomez, F., Allmendinger, R., Barazangi, M., Er-Raji, A. y Dahmani, M. (1998): Crustal shortening and vertical strain partitioning in the Middle Atlas mountains of Morocco. *Tectonics*, 17: 520-533.
- Gomez, F., Beauchamp, W. y Barazangi, M. (2000): Role of Atlas Mountains (northwest Africa) within the African-Eurasian plate-boundary zone. *Geology*, 28: 775-778.
- Görler, K., Helmdach, F.-F., Gaemers, P., Heissig, K., Hinsch, W., Mädler, K., Schwarzhans, W. y Zucht, M. (1988): The uplift of the Central High Atlas as deduced from Neogene continental sediments of the Ouarzazate province, Morocco. En: *The Atlas System of Morocco* (V. Jacobshagen, Ed.). Springer-Verlag, Berlin, 361-404.
- Gueguen, E., Doglioni, C. y Fernandez, M. (1998): On the post-25 Ma geodynamic evolution of the western Mediterranean. *Tectonophysics*, 298: 259-269.
- Guimera, J., Arboleya, M.L., Missenard, Y., Frizon de Lamotte, D. y Teixell, A. (2006): Tertiary structure of the Jbel Sirwa region (Anti-Atlas Mountains, Morocco). *Geophysical Research Abstracts, EGU 2006*, Viena, Abril 2006.
- Guimera, J., Arboleya, M.L. y Teixell, A. (2007): Cenozoic structure, volcanism, and evolution of relief in the central and eastern Anti-Atlas (Morocco). *1<sup>st</sup> MAPG International Convention -3<sup>rd</sup> meeting of the ILP task force Sedimentary Basins: The Geology of Vertical Movements, Abstract Book*, Marrakech, p. 26-27.
- Gutscher, M.-A., Malod, J., Rehault, J.-P., Contrucci, I., Klingelhoefer, F., Mendes-Victor, L. y Spakman, W. (2002): Evidence for active subduction beneath Gibraltar. *Geology*, 30: 1071-1074.
- Hafid, M., Zizi, M., Bally, A.W. y Ait Salem, A. (2006): Structural styles of the western onshore and offshore termination of the High Atlas, Morocco. *Comptes Rendus Geosciences*, 338: 50-64.
- Hailwood, E. A. y Mitchell, J.G. (1971): Paleomagnetic and radiometric dating results from Jurassic intrusions in South Morocco. *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society*, 24: 351-364.
- Harmand, C. y Cantagrel, J.M. (1984): Le volcanisme alcalin Tertiaire et Quaternaire du Moyen Atlas (Maroc): chronologie K/Ar et cadre géodynamique. *Journal of African Earth Sciences*, 2: 51-55.
- Herbig H.G. y Trappe, J. (1994): Stratigraphy of the Subatlas Group (Maastrichtian-Middle Eocene, Morocco). *Newsletter of Stratigraphy*, 30: 125-165
- Hollard, H. (Coord.) (1985): Carte géologique du Maroc-Echelle: 1/1000 000. Ed. Service Géologique du Maroc, Rabat.
- Jacobshagen, V., Brede, R., Hauptmann, M., Heinitz, W. y Zylka, R. (1988): Structure and post-paleozoic evolution of the central High Atlas. En: *The Atlas System of Morocco* (V. Jacobshagen, Ed.). Springer-Verlag, Berlin, 245-271.
- Laville, E. y Piqué, A. (1992): Jurassic penetrative deformation and Cenozoic uplift in the Central High Atlas (Morocco): a tectonic model. Structural and Orogenic



- inversions. *Geologische Rundschau*, 81: 157-170.
- Laville, E., Lesage y J.-L. y Séguret, M. (1977): Géométrie, cinématique (dynamique) de la tectonique atlasique sur le versant sud du Haut Atlas marocain. Aperçu sur les tectoniques hercyniennes et tardi-hercyniennes. *Bulletin Société géologique de France*, 19: 527-539.
- Lavocat, R. (1954): Reconnaissance géologique dans les hammadas des confins algero-marocains du sud. *Notes et Mémoires du Service Géologique du Maroc*, 116: 1-122.
- Makris, J., Demnati, A. y Klusman, J. (1985): Deep seismic soundings in Morocco and a crust and upper mantle model deduced from seismic and gravity data. *Annales Geophysicae*, 3: 369-380.
- Martin, J. (1968): L'évolution du bassin de Skoura (Moyen Atlas) au cours du Néogène. *Revue de Géographie du Maroc*, 14: 117-132.
- Mattauer, M., Tapponier, P. y Proust, F. (1977): Sur les mécanismes de formation des chaînes intracontinentales. L'exemple des chaînes atlasiques du Maroc. *Bulletin Société géologique de France*, 19: 521-526.
- Medina, F. y Cherkaoui, T. (1991): Focal mechanisms of the Atlas earthquakes, and tectonic implications. *Geologische Rundschau*, 80: 639-648.
- Michon, L. y Merle, O. (2001): The evolution of the Massif Central rift: spatiotemporal distribution of the volcanism. *Bulletin de la Société géologique de France*, 172: 201-211.
- Missenard, Y. (2006): *Le relief des Atlas marocains: contribution des processus asthenosphériques et du raccourcissement crustal, aspects chronologiques*. Thèse Doctorale, Univ. de Cergy-Pontoise.
- Missenard, Y., Zeyen, H., Frizon de Lamotte, D., Leturmy, P., Petit, C., Sébrier M. y Saddiqi, O. (2006): Crustal versus asthenospheric origin of relief of the Atlas Mountains of Morocco. *Journal of Geophysical Research*, 111, B03401, doi:10.1029/2005JB003708.
- Missenard, Y., Taki, Z., Frizon de Lamotte, D., Benammi, M., Hafid, M., Leturmy, P. y Sébrier M. (2007): Tectonic styles in the Marrakesh High Atlas (Morocco): The role of heritage and mechanical stratigraphy. *Journal of African Earth Sciences*, 48: 247-266.
- Morel, J., Zouine, M. y Poisson, A. (1993): Relations entre la subsidence des bassins moulouyens et la création des reliefs atlasiques (Maroc): un exemple d'inversion tectonique depuis le Néogène. *Bulletin Société géologique de France*, 164: 79-91.
- Morel, J., Zouine, M., Andrieux, J. y Faure-Muret, A. (2000): Déformations néogènes et quaternaires de la bordure nord haut atlasique (Maroc): rôle du socle et conséquences structurales. *Journal of African Earth Sciences*, 30: 119-131.
- Ramdani, F., (1998): Geodynamic implications of intermediate-depth earthquakes and volcanism in the intraplate Atlas mountains (Morocco). *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 108: 245-260.
- Rosenbaum, G., Lister, G.S. y Duboz, C. (2002): Relative motions of Africa, Iberia and Europe during Alpine orogeny. *Tectonophysics*, 359: 117-129.
- Sandvol, E., Calvert, A. y Barazangi, M. (1998): Grid search modelling of receiver functions: Implications for crustal structure in the Middle East and North Africa. *Journal of Geophysical Research*, 103(B11): 26899-26917.
- Sani, F., Zizi, M. y A.W. Bally (2000): The Neogene-Quaternary evolution of the Guercif Basin (Morocco) reconstructed from seismic line interpretation. *Marine and Petroleum Geology*, 17: 343-357.
- Schaer, J.P. (1987): Evolution and structure of the High Atlas of Morocco. En: *The Anatomy of Mountain Ranges* (J.P. Schaer y J. Rodgers, Eds.). Princeton University Press, New Jersey, 107-127.
- Schmidt, K.-H., (1992): The tectonic history of the Pre-Saharan depression (Morocco) - a geomorphological interpretation. *Geologische Rundschau*, 81: 211-219.
- Schwarz, G., Mehl, H.G., Ramdani, F. y Rath, V. (1992): Electrical resistivity structure of the eastern Moroccan Atlas system and its tectonic implications. *Geologische Rundschau*, 81: 221-235.
- Seber, D., M. Barazangi, B.A. Tadili, M. Ramdani, A. Ibenbrahim y Ben Sari, D. (1996): Three dimensional upper mantle structure beneath the intraplate Atlas and interplate Rif mountains of Morocco. *Journal of Geophysical Research*, 101: 3125-3138.
- Sébrier, M., Siame, L., Zouine, E.M., Winter, T., Missenard, Y. y Leturmy, P. (2006): Active tectonics in the Moroccan High Atlas. *Comptes Rendus Geosciences*, 338: 65-79.
- Tadili, B., Ramdani, M., Ben Sari, D., Chapochnikov, K. y Bellot, A. (1986): Structure de la croûte dans le nord du Maroc. *Annales Geophysicae*, 4: 99-104.
- Teixell, A., Arboleya, M.L., Julivert, M. y Charroud, M. (2003): Tectonic shortening and topography in the central High Atlas (Morocco). *Tectonics*, 22: 1051, doi: 10.1029/2002TC001460.
- Teixell, A., Arboleya, M.L. y Julivert, M. (2004): Deformación y generación de relieve intraplaca en las cadenas Atlásicas de Marruecos. *Geotemas*, 6: 241-244.
- Teixell, A., Ayarza, P., Zeyen, H., Fernández, M. y Arboleya, M.L. (2005): Effects of mantle upwelling in a compressional setting: the Atlas Mountains of Morocco. *Terra Nova*, 17: 456-461.
- Tesón, E. y Teixell, A. (2006a): Secuencia de cabalgamientos en la Zona Sub-Atlásica y cuenca de Ouarzazate; borde sur del Alto Atlas (Marruecos). *Geogaceta*, 40: 15-18.
- Tesón, E. y Teixell, A. (2006b): Sequence of thrusting and syntectonic sedimentation in the eastern Sub-Atlas thrust belt (Dadès and Mgoun valleys, Morocco). *International Journal of Earth Sciences*, doi: 10.1007/s00531-006-0151-1.
- Tesón, E., Teixell, A., Ayarza, P., Arboleya, M.L., Alvarez-Lobato, F. y García-Castellanos, D. (2005): Evolution of the Ouarzazate foreland basin (Morocco). Interplay between thrust and buoyant loads. En: *Thrust Belts and Foreland Basins, International Meeting, Rueil-Malmaison, Abstracts Volume*, p. 389-390.
- Tesón, E., Pueyo, E.L., Barnolas, A., Teixell, A., Agustí, J. y Furió, M. (2007): Preliminary magnetostratigraphic dating of the Ouarzazate basin: implications for the timing of mountain building in the High Atlas of Morocco. *1st MAPG International Convention -3rd meeting of the ILP task force Sedimentary Basins: The Geology of Vertical Movements, Abstract Book*, Marrakech, p. 25-26.
- Van der Meijde, M., Van der Lee, S. y Giardini, D. (2003): Crustal structure beneath broad-band seismic stations in the Mediterranean region. *Geophysical Journal International*, 152: 729-739.
- Wigger, P., Asch, G., Giese, P., Heinsohn, W.-D., El Alami,

- S.O. y Ramdani, F. (1992): Crustal structure along a traverse across the Middle and High Atlas mountains derived from seismic refraction studies. *Geologische Rundschau*, 81: 237-248.
- Zeyen, H., Ayarza, P., Fernández, M. y Rimi, A. (2005): Lithospheric structure under the western African-European plate boundary: a transect across the Atlas Mountains and the Gulf of Cadiz. *Tectonics*, 24, TC2001, doi:10.1029/2004TC001639.
- Zouine, E.M. (1993): *Géodynamique récente du Haut Atlas. Evolution de sa bordure septentrionale et du Moyen Atlas sud-occidental au cours du Cénozoïque*. Thèse Doctorale, Univ. Mohammed V, Rabat, 303 p.

*Manuscrito recibido el 26 de septiembre de 2007*  
*Aceptado el manuscrito revisado el 18 de diciembre de 2007*