

Astenosfera: ser o no ser

Asthenosphere: To be, or not to be

CARLOS FERNÁNDEZ¹, FRANCISCO M. ALONSO CHAVES¹ Y FRANCISCO ANGUIA²

¹Departamento de Geodinámica y Paleontología, Universidad de Huelva, 21071-Huelva. E-mail: fcarlos@uhu.es, alonso@uhu.es

²Avenida de Portugal, 3, 28011 Madrid. E-mail: anguita@geo.ucm.es

Resumen Este artículo contiene una revisión de la historia y contenido actual de un concepto, el de astenosfera, clave en las modernas Ciencias de la Tierra. Definido por Barrell en 1914, cuando Wegener diseñaba su primer ataque a la Tierra inmóvil, fue rescatado por los geofísicos revolucionarios de la década de 1960 sólo para ser secuestrado a continuación por algunos sismólogos y, por último, devuelto al centro del escenario en la versión actual de la tectónica de placas. Con los mejores datos geofísicos, la astenosfera se define hoy como todo el manto superior no litosférico. Los autores aprovechan esta revisión para actualizar otros conceptos recientes sobre el interior de la Tierra, como son el motor de las placas litosféricas o las avalanchas en el manto. Y destacan también las áreas más inciertas, como son los procesos en la interfase manto superior-manto inferior y las fuentes del calor interno de nuestro planeta.

Palabras clave: Historia de la Geología, manto, astenosfera, geodinámica.

Abstract *This paper aims to revise the history and present meaning of the asthenosphere concept, a keystone in modern Earth Sciences. Defined by Barrell in 1914, at a time when Alfred Wegener was outlining his first attack on the fixed Earth, it was rescued by the geophysicist-revolutionaries of the 60s, only to be kidnapped right afterward by some hurried seismologists, and at last brought back centre stage with the latest version of plate tectonics. The best geophysical data currently define the asthenosphere as the entire upper, non-lithospheric mantle. In addition to this historical account, the article also contains revisions of other important concepts regarding the Earth's interior, such as the engine that propels the lithospheric plates or the avalanches that silently run through the deep mantle. It also explores some poorly-defined areas of the planet's innards: the battlefield between the upper and lower mantle, and the still elusive heat sources that move everything down there.*

Key words: History of Geology, mantle, asthenosphere, geodynamic.

INTRODUCCIÓN

En un artículo publicado en el año 2002 en esta misma revista, uno de los firmantes de este trabajo (F. A.) realizaba una crítica al concepto de astenosfera que se manejaba hasta esa fecha en muchos libros de texto y artículos científicos y de divulgación. Concluía este autor su trabajo proponiendo que se evitara el uso de tal concepto. Sin embargo, el término ha sobrevivido, aunque con un sentido que no era el que sistemáticamente se le atribuía en los tiempos iniciales de la revolución en las Ciencias de la Tierra. Ello ha llevado a una situación ambigua, que se ha extendido de forma sin duda peligrosa a las oposiciones del profesorado de Enseñanza Se-

cundaria y a los exámenes de las P.A.U. (Selectividad). La intención principal del presente artículo es ofrecer a los lectores de *Enseñanza de las Ciencias de la Tierra* una versión actualizada y fiable de los avatares (usamos esta palabra en su sentido original, porque el concepto se ha encarnado bajo muy variados disfraces) de este término de larga y muy curiosa trayectoria en las Ciencias de la Tierra. Para ello extenderemos la reflexión inicial, ampliándola a las distintas acepciones que geólogos y geofísicos han atribuido al término de astenosfera. En el presente artículo propondremos que el concepto sísmico de astenosfera debe ser desterrado de nuestra literatura, y evaluaremos la racionalidad y vigencia de otras definiciones del término.

La idea primitiva de astenosfera tenía un marcado sabor mecánico, y fue propuesta originalmente por Barrell (1914) con el objetivo de explicar los movimientos isostáticos, esencialmente verticales. Al no tener acceso directo al manto superior, los investigadores han buscado respuestas a las preguntas sobre su composición, estructura y comportamiento mecánico mediante el uso de varias técnicas. Una de las más exitosas es la sísmica. No es de extrañar, por tanto, que en el alborar de la nueva tectónica global o tectónica de placas, se aprovechara la calidad de los experimentos sísmicos, entonces en pleno desarrollo, para encontrar pruebas de la existencia de la astenosfera (por ejemplo, Anderson, 1962). La obsesión de algunos sismólogos por hallar un nivel global de baja velocidad de las ondas sísmicas en el manto superior se basaba en el hecho de que tal descubrimiento indicaría una menor rigidez de los materiales que constituyen esa región. En los primeros años de la teoría de la tectónica de placas eso supondría una notable aportación: se habría dado con una técnica útil para observar el nivel plástico (la astenosfera) que teóricamente permitía el deslizamiento de la litosfera y que daría explicación causal a la ingente masa de observaciones que probaban los movimientos tangenciales de la misma y que sustentaban la teoría. De este modo, la idea de astenosfera, que había dado sus primeros pasos en la ciencia como un concepto puramente mecánico, pasaba ahora a entenderse como un concepto sísmico (es decir, basado en último término en la teoría de la elasticidad) y dirigido a explicar o comprender los movimientos horizontales de las placas litosféricas.

Puesto que, como escribió memorablemente Friedrich Schiller, ante la estupidez humana los propios dioses se muestran impotentes, los autores no podemos saber si los sismólogos que estaban planteando esta arriesgada apuesta eran conscientes del riesgo implícito en ella. Un nivel de baja velocidad no universal, o de espesor muy inferior al teóricamente necesario, estaría socavando la idea misma de la existencia de la capa de despegue, y por tanto maniatando a las evidentemente móviles placas litosféricas. Intentaremos demostrar en este artículo que todo el asunto responde a una confusión terminológica entre los conceptos de elasticidad (al que se asocia el de rigidez, como veremos más adelante) y plasticidad, que el propio Anderson (1962), en su trabajo "The plastic layer of the Earth's mantle", basado en información sísmica, contribuyó decisivamente a propagar. El punto esencial al que atender es el siguiente: rigidez no es el contrario mecánico de plasticidad, sino de flexibilidad. Por lo tanto, la inexistencia de un nivel universal de baja velocidad sísmica (de baja rigidez) no implica correlativamente la ausencia de un nivel plástico. Veamos por qué.

SOBRE RIGIDEZ, PLASTICIDAD Y VISCOSIDAD

Las ondas sísmicas son ondas elásticas. Si el material del manto que atraviesan dichas ondas fuera homogéneo e isótropo desde el punto de vista de la elasticidad, la velocidad de propagación de

las ondas longitudinales (V_p) y transversales (V_s) a través de ese material seguiría las conocidas expresiones:

$$V_p = \sqrt{\frac{K + \frac{4}{3}\mu}{\rho}}; V_s = \sqrt{\frac{\mu}{\rho}},$$

donde K es el módulo de incompresibilidad, μ el módulo de cizalla o de rigidez y ρ la densidad. El hecho de que el descenso de la velocidad, donde se observa, afecte tanto a las ondas P como a las S y en magnitudes equivalentes, descarta la incompresibilidad como parámetro efectivo y restringe la causa del descenso de velocidad a la variación en el módulo de rigidez. En efecto, dado que el aumento de la densidad en la parte alta del manto superior (debido al incremento de la presión confinante con la profundidad o a otras causas, como variaciones en la temperatura) es inferior a los cambios en los módulos elásticos, todo apunta a un descenso en el módulo de rigidez como la explicación más razonable del canal de baja velocidad del manto superior. Ahora bien, el módulo de rigidez es una constante elástica del material que expresa el cociente entre el esfuerzo de cizalla aplicado y la deformación angular resultante. Un menor módulo de rigidez significa que necesitamos aplicar menores esfuerzos de cizalla para obtener la misma deformación elástica. Curiosamente, fue el mismo Anderson, basándose en resultados experimentales (Anderson y Spetzler, 1970), quien se encargó de proporcionar una de las hipótesis explicativas de dicho descenso de rigidez: la presencia de pequeños porcentajes de fundido (inferiores al 1% en peso) ubicados en bordes de grano podría dar cuenta del fenómeno. Desde entonces caló profundamente en la mente de muchos científicos de la Tierra la noción de que la astenosfera era esa capa de baja velocidad sísmica en la que las rocas estaban parcialmente fundidas. Poco importó la constatación abrumadora de que el canal de baja velocidad no es un rasgo universal, de que su espesor era muy inferior al requerido para la astenosfera en el marco movilista, y de que la presencia de material parcialmente fundido era sólo una de las posibles explicaciones de su menor rigidez. De hecho, algunos trabajos modernos cuestionan seriamente la importancia mecánica de la presencia de fundidos parciales en la astenosfera (Karato, 2012). La llamada de atención de Anguita (2002) era, pues, oportuna y necesaria. Sin embargo, como vamos a ver, el adiós a la astenosfera se reveló prematuro.

¿Qué papel desempeñan entonces en todo este barullo los conceptos de ductilidad, plasticidad y viscosidad? Lo que sigue puede encontrarse en multitud de libros sobre mecánica de rocas: podemos citar el clásico texto de Jaeger y Cook (1969) como ejemplo. Hay varios tipos básicos, ideales, de comportamiento de los materiales sólidos (reológicamente, aquellos que son capaces de transmitir esfuerzos de cizalla). Uno de ellos es el comportamiento elástico que, aplicado a las rocas, mide generalmente deformaciones extremadamente pequeñas. Si tratamos con cuerpos elásticos ideales (hookeanos), dichas deformaciones son además recuperables. Esta es precisamente la teoría de

la que parte la inmensa mayoría de aplicaciones del estudio de la sismicidad natural o artificial y, muy en concreto, el análisis de la velocidad de las ondas sísmicas y su variación con la profundidad. Las ondas sísmicas son, como se ha repetido anteriormente, ondas elásticas. En ellas, un esfuerzo de duración muy corta, instantánea desde el punto de vista geológico, afecta a un punto concreto del interior de la Tierra produciendo una pequeña deformación que se recupera prácticamente en el mismo instante en el que el esfuerzo deja de actuar. El tren de ondas produce una repetición continuada de este juego durante periodos de tiempo variables, pero que pueden cifrarse en minutos u horas. Por tanto, la información sísmica hay que ponerla en el contexto de su significado físico: es la respuesta de las rocas a un esfuerzo de muy corta duración que da lugar a una pequeña deformación recuperable. Aunque es una información muy valiosa, no podemos pretender que nos describa con precisión el comportamiento mecánico del interior de la Tierra ante enormes deformaciones que se producen durante largos periodos de tiempo (millones de años) como consecuencia del lento movimiento de las placas litosféricas (decenas de milímetros por año, aproximadamente la velocidad a la que crecen nuestras uñas). Para ello tenemos que acudir a otro concepto, a otro tipo de comportamiento ideal. Y es que la elasticidad tiene sus límites. Cuando el esfuerzo alcanza un cierto valor crítico, llegamos al umbral de resistencia (el *yield strength* de la terminología anglosajona), a partir del cual las rocas adquieren una deformación permanente (Fig. 1).

La deformación se acumula en las rocas a lo largo de periodos dilatados de tiempo, expresables en la unidad básica de medida del tiempo geológico, el millón de años, y produce cambios finitos, observables, en la forma o geometría de los elementos que

componen dichas rocas. El comportamiento dúctil (entendido en un sentido amplio, tanto el propio de los sólidos plásticos como el de los líquidos viscosos) está favorecido por valores elevados de la presión y la temperatura, como los que se alcanzan en la corteza inferior y gran parte del manto. Por el contrario, también es posible observar el tipo de comportamiento mostrado en la figura 2, denominado comportamiento frágil, y que tiene lugar en la corteza superior donde las rocas se deforman a bajas presiones y temperaturas. En él la roca, superado el campo elástico, experimenta la nucleación y propagación de una discontinuidad en su interior, para dar lugar a una fractura. La consecuencia de ello es una caída súbita en el nivel de esfuerzos que puede soportar la roca (rama B descendente de la Fig. 2).

Lo interesante es que los experimentos con rocas en el laboratorio han permitido demostrar tres puntos esenciales del comportamiento reológico de las mismas (recuérdese que “rheos” en griego significa flujo):

- 1.- Que el comportamiento dúctil predomina frente al frágil sobre todo cuando las rocas se deforman bajo presiones confinantes y temperaturas altas, y se ve favorecido por la presencia de esfuerzos diferenciales y presiones de fluidos pequeños y tasas de deformación lentas (Fig. 3).
- 2.- Que, bajo comportamiento frágil, la resistencia de las rocas (en este caso, su oposición a fracturarse y a deformarse por desplazamientos relativos de los bloques separados por esas fracturas) aumenta básicamente con la presión.
- 3.- Que, para el comportamiento dúctil, la resistencia de las rocas (en este caso, su oposición a fluir y registrar una deformación continua permanente y que se puede cuantificar como el valor del esfuerzo diferencial crítico correspondiente al *yield strength*) se reduce notable-



Fig. 1. Valor crítico del esfuerzo (*yield strength*) por debajo del cual el comportamiento es elástico (línea negra gruesa inclinada). Una vez alcanzado el esfuerzo crítico, si la deformación sigue la flecha indicada con la letra A, el comportamiento es el de un material plástico ideal.

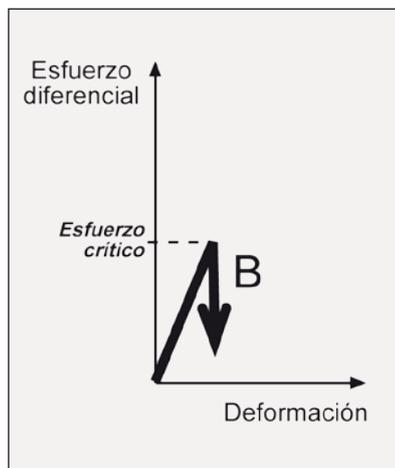


Fig. 2. Ilustración del comportamiento frágil ideal. Una vez alcanzado el umbral de resistencia elástica, se nuclea y crece una fractura, produciéndose una caída brusca en el nivel de esfuerzos y la liberación de la energía elástica almacenada en la roca (flecha B).

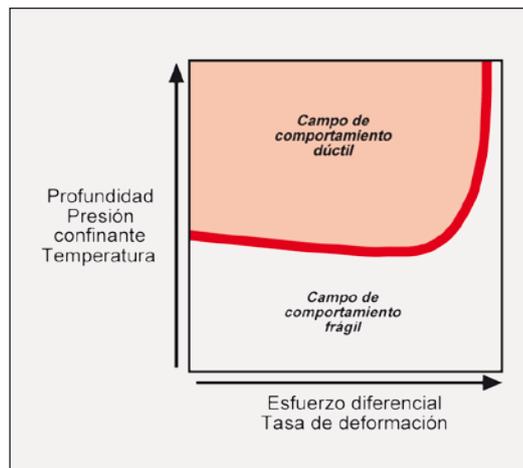


Fig. 3. Esquema idealizado de los factores que favorecen el comportamiento plástico o dúctil, frente al frágil. Como ejemplo, la transición frágil-dúctil se verifica a una profundidad de entre 10 y 15 km para una corteza granítica. Obsérvese cómo, sometidas las rocas a altos esfuerzos diferenciales y/o deformaciones muy rápidas (margen derecho del diagrama), el comportamiento frágil puede predominar a elevadas presiones y temperaturas, explicándose de este modo parte de la sismicidad profunda del planeta.

mente al aumentar la temperatura (Fig. 4). La presión no es tan determinante para modificar la resistencia de las rocas ante la deformación dúctil, al menos en la corteza y el manto superior (Karato, 2010).

Esta última observación, crucial para entender el concepto mecánico de astenosfera, puede demostrarse también teóricamente. En efecto, la ductilidad de las rocas está producida en último término por el movimiento de los defectos cristalinos (difusión de vacantes, lugares de la red cristalina en los que falta algún átomo, y desplazamiento de dislocaciones, defectos lineales en el cristal cuyo movimiento permite que acabe deformándose) en el interior de cada grano. De este modo, tenemos mecanismos de deformación dominados por el movimiento de vacantes (*diffusion creep*) o por el de dislocaciones (*dislocation creep*). Como tanto la difusión iónica en el interior de los cristales como el movimiento de dislocaciones son fenómenos que requieren la rotura de enlaces y formación de otros nuevos, se producen con mucha mayor facilidad al aumentar la temperatura.

Obsérvese que la definición mecánica de la astenosfera como nivel dúctil (plástico o viscoso) no tiene ninguna relación con la rigidez (parámetro elástico) de ese material. Las ondas sísmicas (elásticas) describen un fenómeno puntual desde el punto de vista del tiempo geológico, y una deformación extremadamente pequeña y recuperable. A la escala del cristal no requieren la rotura de ningún enlace, sino únicamente una pequeña distorsión en las posiciones de átomos y moléculas, que desaparece al eliminarse el esfuerzo que la causó. La ductilidad es, por tanto, el concepto más adecuado para abordar una definición mecánica de la astenosfera como nivel de importancia tectónica. Y dicha ductilidad deriva ineludiblemente del efecto que tiene en el comportamiento de las rocas sometidas a esfuerzos de larga duración y tasas de deformación lentas el aumento de la presión y de la temperatura con la profundidad. Es decir, las condiciones típicas del movimiento de las placas litosféricas y de la convección en el manto.

Un ejemplo claro de la independencia que hay entre el comportamiento elástico (el que investiga la sismicidad) y el dúctil o frágil de un mismo material lo proporciona la pasta de silicona (*silicone putty*), una sustancia que se utiliza en muchos laboratorios de simulación analógica del comportamiento del interior de la Tierra. Si amasamos un cierto volumen de ese material hasta formar una bola y la arrojamos contra el suelo, rebotará como si se tratase de una pelota de goma, y al recogerlo comprobaremos que su forma esférica no ha cambiado. Es factible describir el comportamiento de ese material como elástico para esfuerzos de corta duración (el impacto contra el suelo). Ahora bien, si colocamos esa bola sobre una mesa y dejamos que pasen unos minutos, observaremos cómo, sometida a la acción continuada de la fuerza de la gravedad, se va aplastando hasta acabar formando un pequeño charco que, llegado el caso, podría deslizarse fuera de la mesa y caer al suelo. Este material es un buen análogo para la astenosfera, que es una sustancia elástica, que deja pasar las ondas

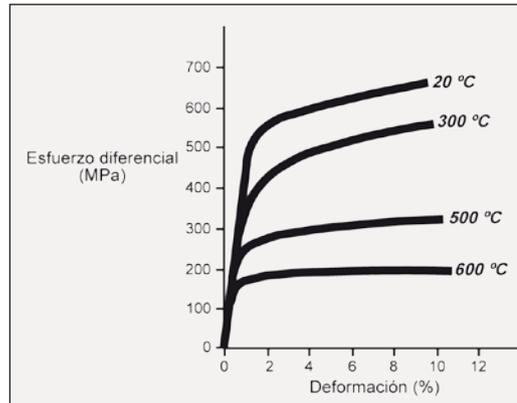


Fig. 4. Resultados de una serie de experimentos realizados en la caliza de Solenhofen que muestran cómo el umbral de resistencia de la roca se reduce al aumentar la temperatura. En el caso de la caliza utilizada, y para las condiciones de los experimentos (tasa de deformación de $2.10^{-4} s^{-1}$ y presión confinante de 0,1 MPa constantes), la resistencia pasa de más de 600 MPa a 20 °C hasta menos de 200 MPa a 600 °C (modificado de Weijermars, 1997).

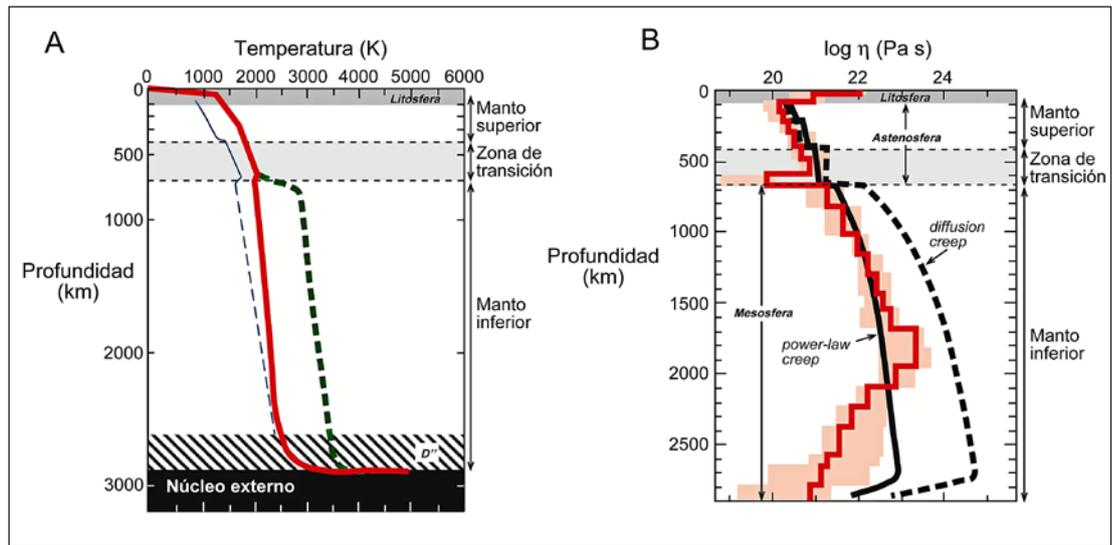
sísmicas (se observe o no gracias a ellas un canal de baja velocidad), pero que responde fluyendo con facilidad ante esfuerzos de larga duración, es decir, los que actúan durante el movimiento de la litosfera. Otro análogo valioso es el hielo de los glaciares. Vibra o se rompe al golpearlo con un martillo, pero fluye descendiendo por el valle cuando consideramos periodos de tiempo más largos (meses, años) de aplicación de los esfuerzos, en este caso los debidos a la gravedad.

En las siguientes secciones veremos cómo estas nociones reológicas son cruciales para entender y valorar las distintas definiciones de la astenosfera que se han aportado a lo largo del tiempo. Para quien quiera profundizar en las definiciones y en el desarrollo histórico de los conocimientos sobre el comportamiento y propiedades mecánicas de las rocas en el interior de la Tierra, y en su importancia trascendental para entender la estratificación mecánica del planeta y su estilo convectivo, podemos recomendar la espléndida síntesis de Karato (2010).

LOS MODELOS RADIALES DE TEMPERATURA, VELOCIDAD SÍSMICA, RESISTENCIA Y VISCOSIDAD DE LA TIERRA

La identificación y definición de un elemento de tan gran importancia en las Ciencias de la Tierra como es la astenosfera debe contar con un respaldo observacional contundente. Lo inadecuado de las evidencias sismológicas que argumentó Anderson (1962), entre otros, para redefinir la astenosfera, ha llevado a diversos autores (Tozer, 1981; Panza y Müller, 1981; Garetskii et al., 1996; Davies, 1999; Anguita, 2002) a desconfiar de su existencia real. Lo cierto es que fundamentar la demostración de la astenosfera en un argumento puramente sismológico y además incompleto, cuando no claramente sesgado, como hicieron Anderson (1962) y muchos otros, es una temeridad científica. Es importante aclarar que este asunto no es en realidad un nuevo capítulo de la antigua controversia entre geólogos y geofísicos que se inició con lord Kelvin, pero que en nuestros días parece afortunadamente superada. La geofísica utiliza varias aproximaciones independientes para llegar a conocer la distribución en profundidad de algunas variables y parámetros significativos que resultan de gran ayuda para entender la evolución geológica de nuestro planeta. Entre las técnicas habitualmente empleadas para

Fig. 5. A) Geotermas típicas del manto. Línea gruesa continua (en rojo en la versión electrónica): asumiendo convección completa del manto. Línea gruesa discontinua (en verde en la versión electrónica): asumiendo convección parcialmente separada entre el manto superior y el inferior. Línea fina (en azul en la versión electrónica): geoterma de una lámina subducente típica. Modificado de Schubert et al. (2001). B) Perfiles radiales de viscosidad en el manto. Líneas negras: modelo TBL1 (convección global en el manto) de Ranalli (1991). Línea continua: flujo debido al mecanismo de "power-law creep" (plasticidad intracristalina basada en el movimiento de dislocaciones, es decir, defectos lineales de la red cristalina). Línea discontinua: flujo debido al mecanismo de "diffusion creep" (difusión de iones en estado sólido por el interior y en los bordes de los cristales, que da lugar a una viscosidad newtoniana). Banda ancha (de color anaranjado en la versión electrónica): Resultados de las inversiones del ajuste isostático glacial y de datos de convección en el manto basados en información topográfica. La línea continua escalonada situada dentro de la banda ancha (de color rojo en la versión electrónica) es la solución preferida para el perfil de viscosidad (según Forte, 2007).



determinar la fluidez del manto se encuentran la observación de movimientos isostáticos, como los inducidos por la fusión de antiguos casquetes polares, la medida de las anomalías del geode (técnicas gravimétricas), los abundantes datos geodésicos y geológicos sobre la cinemática actual y pasada de las placas litosféricas, los estudios de la deformación de los minerales del manto que son sometidos en el laboratorio a altas presiones y temperaturas, y, obviamente, también la propagación de las ondas sísmicas (incluyendo las más recientes técnicas tomográficas, que permiten representar en tres dimensiones los sectores del manto que muestran similares valores de sus propiedades elásticas). Modernamente, se ha incorporado la modelización numérica a este caudal de técnicas de investigación de la Tierra. Todas estas herramientas tienen sus márgenes de error y al ser, en la mayor parte de los casos, técnicas indirectas, la interpretación de sus resultados depende de una serie de supuestos de partida que deben ser siempre tenidos en cuenta. A pesar de ello, cuando se cruzan las predicciones de dos o más técnicas, el resultado gana en robustez científica. Por otro lado, los perfiles de variación con la profundidad de la temperatura, velocidad sísmica, resistencia y viscosidad, que son los primeros productos de toda esa investigación, varían con la zona estudiada, y por ello existen múltiples modelos de cada uno de esos parámetros. Es posible, no obstante, obtener un modelo general que recoja las características medias del planeta. Eso es precisamente lo que se muestra en las figuras 5 a 7. Recordamos que los perfiles de temperatura, viscosidad y resistencia se han obtenido utilizando información procedente de más de una de las fuentes de información geofísica detalladas anteriormente. En alguno de los casos nos ha parecido importante mostrar variantes regionales (como en el caso de la velocidad de las ondas sísmicas, Fig. 7) o debidas a distintos supuestos de partida (como en el caso de las geotermas del manto o los perfiles de viscosidad, Fig. 5).

La variación de la temperatura con la profundidad ("geoterma") en el manto muestra claramente dos zonas inequívocas de fuerte gradiente térmico o *thermal boundary layers*. La primera se sitúa justo

bajo la superficie de la parte sólida de la Tierra, y coincide aproximadamente con la litosfera. La segunda se localiza en la base del manto y corresponde a la todavía mal conocida capa D". El problema de calcular la distribución de la temperatura en el interior de la Tierra reside en nuestras incertidumbres acerca de las fuentes de calor y de las propiedades físicas que controlan su transferencia en los materiales del interior del planeta. La información geológica, reológica y geofísica disponible para el manto superior nos permite asumir una serie de supuestos razonables sobre todos estos factores, por lo que es posible establecer una buena aproximación a la geoterma de ese nivel del manto (Fig. 5A). Sin embargo, las temperaturas en el manto inferior deben ser estimadas a partir de observaciones sísmológicas combinadas con información sobre física mineral. De acuerdo con esos datos, se ha sugerido que el manto inferior muestra unos gradientes térmicos muy suaves y, en alguno de los modelos, la diferencia térmica a través de la mayor parte del mismo es despreciable (línea roja de la Fig. 5A), aspecto en el que están de acuerdo la mayoría de los investigadores en la actualidad (por ejemplo, Karato, 2010). No obstante, las incertidumbres en los datos sísmicos y reológicos dejan abiertas otras posibles geometrías para las geotermas. Una de ellas es la que considera una tercera zona de fuerte gradiente térmico en la zona de transición entre el manto superior y el inferior (línea verde de la Fig. 5B), que es una predicción basada además en considerar un modelo de convección mantélica de dos capas relativamente independientes (manto superior y manto inferior), sobre el que se hablará más adelante. La investigación futura debe resolver la incógnita sobre el modelo de gradiente geotérmico del manto, a medida que tengamos un mejor conocimiento de la citada zona de transición. Por otra parte, es significativa la diferencia en las temperaturas entre la litosfera oceánica subducida y el manto, que se mantiene en varios cientos de grados hasta casi la capa D". Son de notar los pequeños saltos visibles en la geoterma de dicha lámina subducida producidos en la superficie exotérmica situada a los 410 km y en la superficie endotérmica de los 660 km que, como se verá más adelante, suponen dos límites en los que

las propiedades físicas de las rocas que componen el manto varían sustancialmente, por lo que desempeñan un importante papel en el funcionamiento de nuestro planeta.

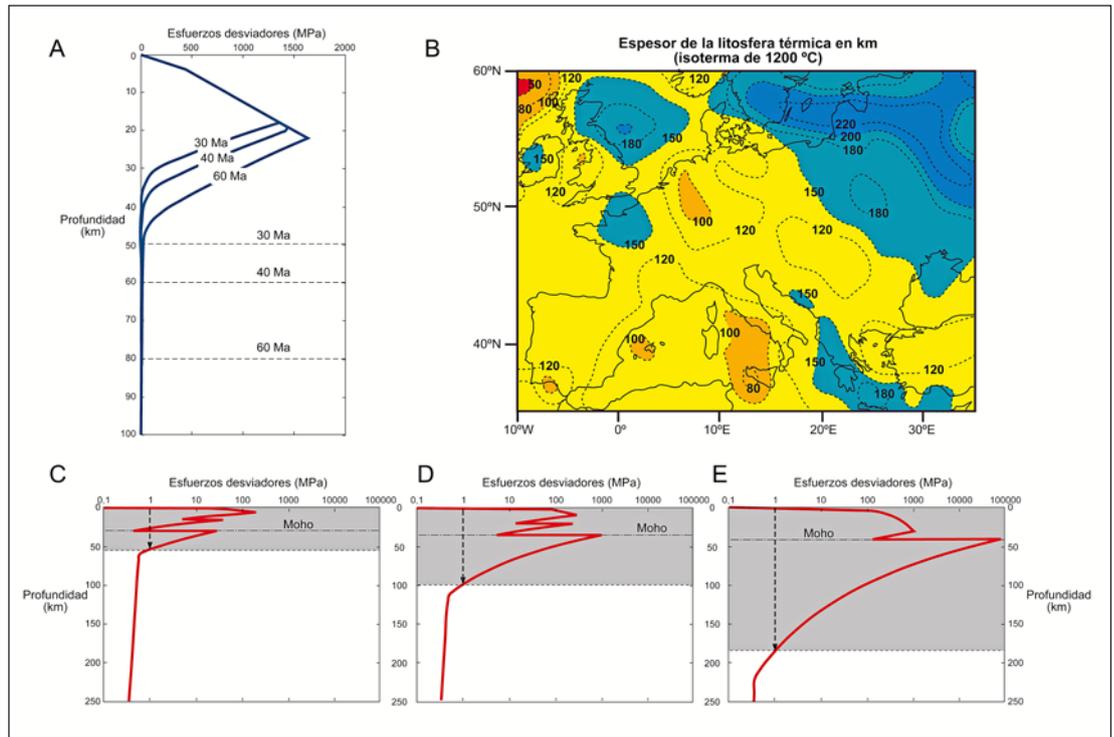
Por su parte, los perfiles de viscosidad del manto (Fig. 5B), obtenidos mediante distintas técnicas geológicas y geofísicas en buena medida independientes de la geoterma considerada, son el reflejo gráfico de lo que la inmensa mayoría de los investigadores consideran hoy en día un hecho suficientemente probado. En palabras de Schubert et al. (2001): “El manto superior es, en promedio, menos viscoso que el manto inferior. La diferencia en la viscosidad media puede ser de entre 3 y 30 veces (...) La viscosidad promedio del manto superior (bajo la litosfera) es menor que el valor mantélico estándar de 10^{21} Pa.s, y la viscosidad promedio del manto inferior es mayor que ese valor”. Por su parte, Ranalli (1995) indica que “la comparación de los resultados de los modelos del nivel del mar relativo, del geoide, de la deriva polar y los datos de las velocidades de las placas conducen a la conclusión de que una litosfera resistente (elástica o viscoelástica de alta viscosidad) se sitúa sobre un manto viscoso, posiblemente, aunque no necesariamente, newtoniano (un fluido newtoniano es aquél en el que la relación entre el esfuerzo aplicado y la tasa de la deformación producida -variación de la deformación con el tiempo- es lineal), con una viscosidad promedio de 10^{20} a 10^{21} Pa.s, que se incrementa en uno a dos órdenes de magnitud en el manto inferior”. En los fluidos no newtonianos, dicha relación no es lineal, de modo que la tasa de la deformación suele relacionarse con el esfuerzo elevado a potencias distintas de la unidad. Si se comparan las figuras 5A y B se comprueba que las principales variaciones en la viscosidad del manto se relacionan: 1) con las zonas de fuerte gradiente térmico, que coinciden también con las regiones de importante variación de la viscosidad (litosfera, capa D”); 2) con la transición de fase de los 660 km, en la que los silicatos con estructura de espinela, minerales predominantes en la base del manto superior, dan paso a una estructura más empaquetada, de tipo perovskita, lo que incrementa su resistencia. Dado el incremento de la viscosidad con la profundidad a través del manto, la comparación entre el comportamiento mecánico del manto superior y el inferior debe hacerse mediante valores promedio de dicho parámetro. En este sentido, las curvas de Ranalli (1991) indican una diferencia de hasta entre uno y dos órdenes de magnitud, mayor si consideramos el mecanismo de deformación mediante *diffusion creep* que mediante *dislocation creep*. Por otro lado, los resultados de los estudios isostáticos (por ejemplo, Forte, 2007) muestran un incremento más suave y continuado de la viscosidad en el manto, aunque todavía puede observarse una diferencia de alrededor de un orden de magnitud entre los valores promedio del manto superior y los de la parte alta del manto inferior. Hay dos aspectos remarcables en el modelo radial de viscosidad de Forte (2007). El primero es la presencia de un nivel de baja viscosidad relativa justo sobre la discontinuidad de los 660 km, mientras que dicha discontinuidad supone un aumento brusco de más de un orden de magnitud en la viscosidad.

Dicho salto es patente en la inmensa mayoría de los modelos de viscosidad del manto (véase, por ejemplo, la Fig. 5B) y constituye un argumento más para la distinción mecánica entre el manto superior y el inferior. El segundo aspecto interesante del modelo de Forte (2007) es la presencia de un máximo de viscosidad un poco por encima de los 2000 km de profundidad. Dicho máximo constituye un elemento de primer orden para entender la dinámica de la convección en el manto inferior, y es un aspecto en el que se está investigando en la actualidad, con importantes implicaciones en los modelos numéricos de convección. Es muy significativa también la franja de baja viscosidad en la base del manto inferior, que coincide con la llamada capa D”, y que es debida al fuerte aumento de la temperatura cerca del contacto con el núcleo externo. Es indudable que la capa D” muestra también, como la litosfera, la astenosfera o el resto del manto inferior, una individualidad mecánica, por lo que su estudio resulta esencial para el establecimiento de modelos realistas de convección en el manto.

En cualquier caso, es evidente en la figura 5B la diferencia mecánica (expresada como la facilidad de fluir durante largos periodos de tiempo, superiores a 10^4 años según Ranalli, 1995) entre la litosfera, el manto superior sublitosférico, y el manto inferior. Este nivel dúctil de baja resistencia es, como veremos más adelante en este trabajo, el que es considerado como la astenosfera mecánica por la inmensa mayoría de los investigadores. Su espesor no es inferior a los 400 km, y puede llegar a superar los 600 km. Esta definición de astenosfera no tiene, por tanto, nada que ver con la definición sísmica ni con la presencia o ausencia de un pequeño porcentaje de fundido en el manto (Karato, 2010).

Es conveniente abordar ahora con más detalle la explicación del descenso brusco de la resistencia al flujo que caracteriza la transición entre la litosfera y la astenosfera. Cuando se utilizan las ecuaciones que describen el comportamiento frágil (típico de la parte superior de la corteza y, en algunos casos, también de los kilómetros más superficiales del manto) y las del comportamiento dúctil (plasticidad y/o viscosidad, que caracterizan la corteza inferior y la práctica totalidad del manto), es posible obtener la variación con la profundidad de la resistencia de las rocas. En el campo frágil la resistencia aumenta con la presión confinante (es decir, con la profundidad), una predicción del criterio de fracturación de Navier-Coulomb y una consecuencia inevitable del control sobre la fracturación que tiene el ángulo de rozamiento interno. Por el contrario, la resistencia disminuye con la profundidad para las rocas en las que predomina el comportamiento dúctil. La razón de este hecho reside en la fuerte relación directa entre la capacidad de fluir del material y la temperatura, relación que hemos comentado previamente. Si combinamos esta observación con el fuerte gradiente de temperaturas que caracteriza a la parte externa de la geosfera (Fig. 5A), resulta claro que la resistencia debe descender rápidamente con la profundidad a través de la parte dúctil de la litosfera. Ejemplos de esta afirmación se muestran en la figura 6. La definición mecánica de litosfera (Tabla I) suele establecer un límite inferior arbitrario que,

Fig. 6. A) Perfiles reológicos teóricos de litosferas oceánicas de 30, 40 y 60 Ma de antigüedad (modificado de Zheng y Arkani-Hamed, 2002). En cada caso se señala el espesor aproximado de la litosfera mecánica, determinado a partir del valor arbitrario de resistencia de 1 MPa (Schubert et al., 2001; Ribeiro, 2002). B) Profundidad, en kilómetros, de la isoterma de 1200 °C entendida como límite basal arbitrario de la litosfera continental térmica de Europa (modificado de Tesauro et al., 2009). C a E) Perfiles reológicos teóricos de distintas litosferas continentales (modificado de Vauchez et al., 1998): extendida (C), de moderada antigüedad (D) y cratónica (E). Comparar los resultados del espesor de la litosfera mecánica (zonas sombreadas en gris y flechas discontinuas) con los determinados en Eurasia para las distintas provincias geológicas y regiones de historia tectónica contrastada (B).



en algunos casos, se cuantifica en valores de resistencia de alrededor de 1 MPa. Tomando ese valor como orientativo, la figura 6A permite visualizar una litosfera oceánica cuyo grosor aumenta con la edad (obsérvese el rápido descenso de la resistencia con la profundidad en los segmentos curvos que caracterizan la parte dúctil de la litosfera). Los modelos térmicos de ese tipo de litosfera permiten predecir que su espesor tiende asintóticamente hacia un valor cercano a los 100 km. Los perfiles de resistencia

de la litosfera continental muestran importantes diferencias con los de la litosfera oceánica (Fig. 6 C a E). Dependiendo de su edad y del régimen tectónico que la afecte, la litosfera continental –siempre desde el punto de vista mecánico- puede mostrar espesores que varían desde unos pocos kilómetros (50 km en el caso de la Fig. 6C) hasta más de 200 (unos 180 km en el caso de la Fig. 6E), lo que coincide con los elevados valores de espesor litosférico en cratones estimados mediante el uso de diversas técnicas

DEFINICIONES DE LITOSFERA	
Placa litosférica	Parte de la corteza y del manto superior que se traslada coherentemente a lo largo del tiempo geológico. Se trata de una definición cinemática de la litosfera. Por sus implicaciones tectónicas se la llama también “tectosfera”. (Ranalli, 1995; Schubert et al., 2001; Ribeiro, 2002; Anderson, 2007)
Litosfera mecánica	Puede definirse como el volumen de rocas que no pueden ser deformadas más del 1% durante 10^8 años y bajo niveles de esfuerzos típicos del manto (1 MPa). El espesor de la litosfera mecánica depende de la tasa de la deformación considerada y del esfuerzo aplicado. Es concebida como una capa viscoelástica. Puede distinguirse dentro de ella la “esquizosfera” frágil y la “plastosfera” dúctil. Esta última da paso progresivamente en profundidad a la astenosfera mecánica. La resistencia total de la litosfera permite la transmisión efectiva de esfuerzos a través de toda la placa, lo que es un factor clave en el movimiento de las placas tectónicas (Schubert et al., 2001; Ribeiro, 2002; Kearey et al., 2009)
Litosfera térmica	Se concibe como la capa superior de la geosfera a lo largo de la cual se verifica un fuerte gradiente térmico (UTBL, <i>upper thermal boundary layer</i>). Al mostrar una variación continua de la temperatura con la profundidad, la definición de su espesor es arbitraria. Como elemento de comparación puede establecerse dicho espesor como la profundidad a la que la temperatura es $T_s + 0,9(T_m - T_s)$, donde T_s es la temperatura en superficie y T_m es la temperatura del manto por debajo de la UTBL. Si esta temperatura iguala a la que determina la resistencia que define la base de la litosfera mecánica, ambas litosferas coincidirán. (Schubert et al., 2001; Anderson, 2007)
Litosfera elástica o flexural	Es la fracción de la litosfera (generalmente la mitad superior) lo bastante rígida como para soportar esfuerzos elásticos sin eliminarlos durante periodos de tiempo de 10^9 años. Responde flexionándose cuando está sometida a cargas como las debidas a grandes volcanes o casquetes glaciares. El espesor elástico de la litosfera depende del esfuerzo aplicado y de la duración de la carga. (Schubert et al., 2001; Anderson, 2007)
Litosfera sísmica	Región de alta velocidad sísmica situada sobre una zona de baja velocidad relativa (<i>seismic lid</i>). (Anderson, 2007)
Litosfera química	El manto litosférico puede tener una composición distinta (harzburgítica, lherzolítica) a la del manto infrayacente, lo que justifica hablar de una litosfera química en ciertos casos. (Anderson, 1995; 2007)

Tabla I. Definiciones de litosfera.

cas geológicas y geofísicas por Eaton et al. (2009). Estos resultados teóricos pueden ser satisfactoriamente comparados con los datos de espesor de la litosfera continental en distintas zonas del planeta (por ejemplo, en Europa, Fig. 6B).

La resistencia de las rocas por debajo de la litosfera (continental u oceánica) es análogamente baja, y se mantiene así hasta, al menos, 660 km de profundidad (Fig. 5B). Podemos concluir, por tanto, que el límite mecánico entre litosfera y astenosfera no es una superficie neta (aunque se establezca arbitrariamente un valor crítico de resistencia, únicamente para proporcionar un valor orientativo de espesor litosférico), sino una franja, de geometría tridimensional ondulada, a lo largo de la cual va disminuyendo la resistencia de las rocas a fluir a medida que profundizamos. La mayor parte de los geólogos estructurales visualizan dicho límite como una banda en la que se establece un gradiente de velocidades, es decir, como una gran zona de cizalla dúctil. Los patrones de anisotropía sísmica en extensas regiones del manto superior por encima de unos 400 km de profundidad son congruentes con esta interpretación. La anisotropía sísmica describe la diferente velocidad de propagación de las ondas sísmicas con la dirección. Debido a la propia naturaleza de la materia cristalina, la velocidad de las ondas elásticas varía con la dirección en los cristales individuales de la mayor parte de los minerales, entre ellos el olivino (mineral mayoritario en el manto superior). Si la orientación cristalográfica del conjunto de los granos de un agregado (una roca) es aleatoria (es decir, cada cristal tiene una orientación distinta, independiente de la orientación de sus vecinos), cuando las ondas sísmicas atraviesan ese agregado, la anisotropía de cada cristal se cancelará con la de los cristales adyacentes y el resultado será, paradójicamente, el de una situación cercana a la isotropía sísmica. Por otra parte, es sabido que el mecanismo de deformación por *dislocation creep* (movimiento de dislocaciones en el interior del cristal), descrito antes, es muy eficiente dando lugar a una fuerte orientación cristalográfica preferente del agregado. En este caso, dado que la mayoría de los granos de la roca orientan su red cristalina en una determinada dirección preferente, la roca se

comporta casi como un solo cristal, de modo que las ondas sísmicas que la atraviesen experimentarán el fenómeno de la anisotropía. Así, por ejemplo, Kubo y Hiramatsu (1998) sugirieron que la anisotropía sísmica observada en la astenosfera, debida a la orientación cristalográfica preferente de los cristales de olivino que la constituyen, podría ser una consecuencia de la deformación de dichos cristales debida al movimiento de la litosfera suprayacente, especialmente cuando la velocidad de las placas supera los 14 mm/año. Trabajos modernos que desarrollan tratamientos complejos de las señales sísmicas, incluyendo el estudio de su anisotropía, concuerdan en apuntar la importancia de dicha anisotropía en la detección o no de una fuerte señal sísmica en la transición litosfera-astenosfera (Rychert et al., 2012). Por otra parte, el mecanismo de la deformación basado en el movimiento de vacantes en el interior de los cristales (*diffusion creep*) no produce orientación cristalográfica preferente en la roca que será, por tanto, sísmicamente isótropa. Se ha argumentado que ésta es la principal razón de la isotropía sísmica que se observa en el manto inferior (Karato, 2010), y que constituye un argumento más para enfatizar su diferencia mecánica con la astenosfera. Es importante resaltar que la capa D'' vuelve a mostrar una marcada anisotropía sísmica.

Llegamos ahora a un punto clave de este trabajo. La figura 7 muestra una selección de modelos de velocidad de ondas sísmicas de cizalla (ondas S) y su variación con la profundidad. Resulta evidente que la famosa zona de baja velocidad de las ondas sísmicas que algunos sismólogos hacen equivalente a la astenosfera no es un rasgo universal. Aparece marcada con cierta claridad bajo la litosfera oceánica (donde la velocidad de las ondas sísmicas presenta un mínimo bajo la litosfera sísmica, definida ésta última como *high-velocity lid*), pero es difícil, y a veces imposible, identificarla bajo litosferas continentales. Bajo Eurasia, por ejemplo, no se observa ningún nivel semejante a través de todo el manto superior. La gran extensión relativa que alcanzan las áreas oceánicas (el 70% de la superficie de la Tierra) hace que el nivel de baja velocidad aparezca bien marcado en modelos promedio como el *Preliminary Reference Earth Model* (PREM, Fig. 7,

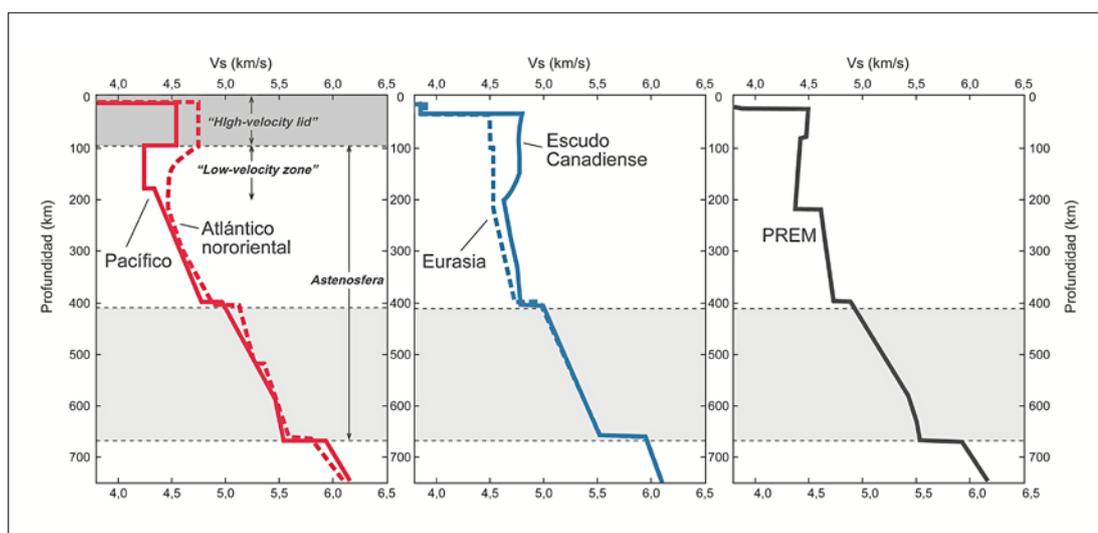


Fig. 7. Modelos de perfiles de velocidad de las ondas sísmicas de cizalla (modificado a partir de la compilación realizada por Gaherty et al., 1999), asumiendo un comportamiento isótropo de las rocas atravesadas por dichas ondas, para contextos oceánicos (izquierda), continentales (centro) y promedio (derecha: PREM, Preliminary Reference Earth Model). En gris claro se señala la llamada "zona de transición" entre el manto superior y el inferior, es decir, la región comprendida entre las discontinuidades de los 410 y los 660 km de profundidad.

Fig. 8. Representación idealizada de la división geoquímica (izquierda) y mecánica (derecha) de la geosfera y, especialmente, del manto terrestre. Aunque no es frecuente, también recibe el nombre de discontinuidad de Gutenberg el límite sísmico litosfera-astenosfera (Schmerr, 2012), como se puede apreciar en la tabla II. Los espesores indicados para continentes y océanos representan valores promedios del espesor cortical. Esta representación es útil para entender de manera sencilla, de un vistazo, los grandes rasgos de las principales unidades químicas y mecánicas del interior del planeta, pero debe notarse que no pasa de ser un esquema muy simplista y ofrece una imagen excesivamente organizada de la realidad. Una visión más ajustada de la heterogeneidad que parece dominar en el manto puede obtenerse de la lectura del texto y de otras figuras de este trabajo, especialmente la figura 10.

derecha). Dado que la velocidad sísmica tiende a aumentar a lo largo del manto superior (exista o no zona de baja velocidad), alcanzándose rápidamente valores superiores a los de la litosfera, se entiende que algunos sismólogos, basándose exclusivamente en este tipo de información, defendiesen que la astenosfera (sísmica) debía circunscribirse a la zona de baja velocidad. Esta línea de razonamiento permitía en consecuencia rechazar la existencia de la astenosfera bajo extensas regiones, como gran parte de Eurasia.

Si comparamos la figura 7 con las figuras 5 y 6 comprenderemos que no hay una sola definición de astenosfera. Podemos volver a argumentar que la definición sísmica de la astenosfera no puede, por la propia naturaleza de la información que la sustenta, explicar el comportamiento de las rocas del manto superior durante los prolongados periodos de tiempo implícitos en la actividad de nuestro planeta (convección, movimiento de placas litosféricas). Intentaremos acabar de clarificar este asunto en la siguiente sección.

DEFINICIONES DE ASTENOSFERA, LITOSFERA Y MESOSFERA

Litosfera, astenosfera y mesosfera componen una trílogía que describe la división mecánica de toda la envuelta sólida por encima del núcleo terrestre (Fig. 8).

Ya nos hemos ocupado con anterioridad de las distintas definiciones de litosfera (Tabla I). En la tabla 2 se han seleccionado y resumido algunas de las definiciones clásicas de astenosfera que se han ido aportando a lo largo del tiempo desde la primera propuesta del término realizada por Barrell en 1914. Pueden distinguirse dos grupos bien diferenciados. Por un lado, tenemos textos que inciden en los aspectos mecánicos del término, y que definen la astenosfera

como la región del manto superior (en realidad todo el manto superior, excepto la parte integrada en la litosfera) que muestra una baja resistencia relativa y una tendencia a fluir con facilidad ante esfuerzos aplicados durante largos periodos de tiempo (típicamente, en lo que se refiere al movimiento de las placas litosféricas, del orden de 1 Ma o más; Schubert et al., 2001). Esta definición se encuentra, sobre todo, en textos de geología estructural, tectónica o mecánica de rocas y reología. En el otro grupo estarían los autores que consideran que la astenosfera coincide con el nivel de baja velocidad de las ondas sísmicas en el manto superior. Obsérvese que, en este segundo caso, se está haciendo referencia al comportamiento de las rocas ante esfuerzos de escasa duración (segundos a horas; Ranalli, 1995). Este segundo grupo corresponde principalmente a textos geofísicos, especialmente enfocados en el conocimiento sismológico del interior de la Tierra. Puede apreciarse que, en algún caso (Condie, 1997), los autores reconocen que el nivel de baja velocidad sísmica, cuando se observa, se situaría en la parte superior de la astenosfera mecánica. Con independencia de ello, es evidente que ambos grupos de definiciones (astenosfera mecánica y astenosfera sísmica) parten de supuestos completamente distintos. No es de extrañar, por tanto, que cada uno conduzca a conceptos de astenosfera muy diferentes en su posición y dimensiones.

Por debajo de la discontinuidad de los 660 km y hasta unos 300 km del límite con el núcleo se sitúa el manto inferior. Es todavía muy desconocido, aunque parece que muestra una uniformidad mecánica y química muy superior a la del manto superior (Schubert et al., 2001). Su estructura y características pueden ser explicadas mediante una mezcla de silicatos con estructuras de tipo perovskita y magnesiowustita. Su viscosidad promedio podría ser, como se ha comentado anteriormente, de hasta 30 veces superior a la de la astenosfera (según Schubert et al., 2001). Eso quiere decir que es capaz de fluir, aunque con más dificultad y lentitud que la capa superior. Una consecuencia de ello es que la velocidad a la que se desplazan las láminas subducidas y los penachos térmicos a través de ella sea varias veces (hasta un orden de magnitud) inferior a la que muestran en el manto superior. Por ello, se suele distinguir a esta región como una unidad mecánicamente diferenciada: la mesosfera. No obstante, muchos geólogos y geofísicos suelen seguir refiriéndose a ella genéricamente como manto inferior, y el término mesosfera ha acabado siendo principalmente cinemático, es decir, que es empleado ante todo en los trabajos en los que se expresan los desplazamientos "absolutos" de las placas (es decir, con respecto a la mesosfera). Por debajo de ella, y hasta el límite con el núcleo externo, se sitúa la capa de fuerte gradiente térmico (Fig. 5A) conocida con el nombre de D". A diferencia de la mesosfera, su estructura parece bastante compleja, y presentaría una baja viscosidad (Fig. 5B) como consecuencia del fuerte incremento de temperatura hacia su base (como se ha comentado anteriormente). Su importancia para entender la convección en el manto es crucial; de ello nos ocuparemos más adelante.

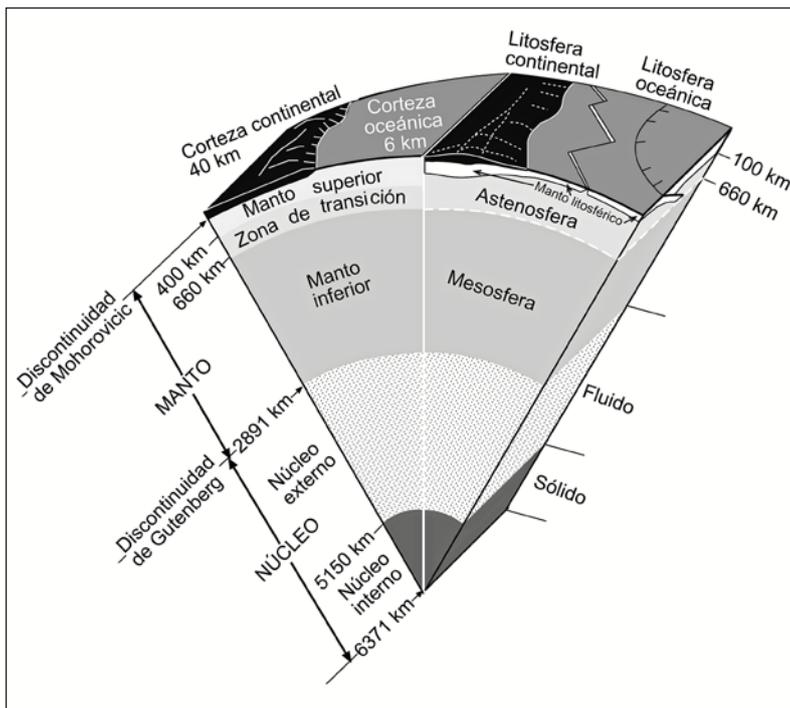


Tabla II. Definición mecánica, sísmica y química de la astenosfera.

DEFINICIÓN MECÁNICA DE LA ASTENOSFERA	
Barrell (1914)	Definición de la astenosfera como la “esfera débil” necesaria para la compensación isostática. La litosfera sería 100 veces más resistente que la astenosfera.
Cox y Hart (1986)	“Bajo la litosfera se encuentra el nivel blando, fácilmente deformable del manto al que llamamos astenosfera.”
Park (1988)	“La plasticidad relativa de la astenosfera es debida principalmente al efecto que su elevada temperatura tiene en la reología del material que la compone.”
Condie (1997)	“La astenosfera, que se extiende desde la base de la litosfera hasta la discontinuidad de los 660 km, es comparativamente un nivel débil, que se deforma fácilmente mediante <i>creep</i> . Una región de baja velocidad de las ondas sísmicas y de alta atenuación de la energía de dichas ondas, con un espesor de unos 50-100 km, puede ser observada a techo de la astenosfera. A profundidades inferiores a los 400 km son comunes grandes variaciones laterales en la densidad y en la velocidad de las ondas sísmicas.”
Schubert et al. (2001)	“Debido a sus mayores temperaturas, las rocas por debajo de la litosfera pueden fluir por <i>creep</i> viscoso en estado sólido. Se denomina astenosfera a esta región.”
Turcotte y Schubert (2002)	“Las rocas sólidas bajo la litosfera están lo suficientemente calientes como para ser capaces de deformarse con facilidad; estas rocas constituyen la astenosfera, nivel con relativamente baja resistencia situado bajo la litosfera.”
Dogliani et al. (2005)	“La astenosfera, es decir, la capa de menor viscosidad del manto.”
Kearey et al. (2009)	“Se ha comprendido desde hace mucho que para que las grandes estructuras alcancen el equilibrio isostático, la capa exterior de la Tierra debe descansar sobre una capa débil que se deforme por flujo. Este concepto ha cobrado fundamental importancia desde que se puso en evidencia que las subdivisiones de la Tierra que controlan los movimientos de las placas tectónicas deben ser de naturaleza reológica, más que composicional (...) La litosfera se sitúa sobre la astenosfera, que es una capa mucho más débil y reacciona a los esfuerzos como un fluido (...) y los movimientos relativos de las placas tienen lugar sobre la astenosfera (...) Se piensa que la astenosfera se extiende hasta una profundidad cercana a los 700 km.”
Braun (2010)	“De acuerdo con los principios de la isostasia, la litosfera (la capa rígida, externa de la Tierra, de unos 100 km de grosor) flota sobre la astenosfera menos viscosa, o manto superior.”
DEFINICIÓN SÍSMICA DE LA ASTENOSFERA (NIVEL DE BAJA VELOCIDAD)	
Gutenberg (1926)	La astenosfera redefinida como la zona de baja velocidad sísmica situada bajo la litosfera. Se atribuye la baja velocidad sísmica a la presencia de fusión parcial en el manto.
Anderson (1962); Hales (1972)	El nivel de baja velocidad sísmica como fenómeno global.
Wilson (1968); Panza y Müller (1981)	La astenosfera o nivel de baja velocidad de la sismología.
Barruol et al. (1997)	“La ausencia de una zona de baja velocidad bajo estas raíces de alta velocidad (en el Este de Norteamérica) puede indicar que no hay astenosfera mecánica bajo el cratón.” (Nótese cómo, aunque en clave negativa, asimilan el concepto de astenosfera –incluso su definición mecánica!- al del nivel de baja velocidad sísmica.)
Anderson (1995; 2007)	“En un manto homogéneo, debe haber un mínimo en viscosidad, densidad, velocidades de las ondas sísmicas y conductividad térmica hacia los 100-200 km de profundidad. Esta región es conocida como la astenosfera. Bajo esta región, la temperatura del manto se aleja de su punto de fusión (...) La presión endurece el manto, eleva su punto de fusión y le hace más permeable a la conducción de calor. Todos estos efectos permiten concentrar la deformación en el manto superior, y sirven para desacoplar, al menos parcialmente, el movimiento de las placas del interior del planeta. También explican por qué razón la zona de baja velocidad sísmica es en líneas generales equivalente a la astenosfera.” (Anderson, 2007, insiste en hacer la astenosfera equivalente tanto al nivel de baja velocidad como a una zona de fusión parcial en el manto, aunque en su trabajo de 1995 abría la posibilidad de que la zona de baja velocidad se debiera a relajación sísmica debida al movimiento de defectos lineales –dislocaciones- en los minerales.)
DEFINICIÓN QUÍMICA DE LA ASTENOSFERA	
Schilling (1973); Hart y Staudigel (1989)	Capa homogénea, bien mezclada y empobrecida geoquímicamente (<i>depleted layer</i>). Para muchos petrólogos y geoquímicos constituye la fuente de los MORB (<i>mid-ocean ridge basalts</i>).

El concepto mecánico de astenosfera es útil para explicar la evolución tectónica del planeta, y debe ser por tanto mantenido, porque las características que definen dicha capa ayudan a entender aspectos esenciales del movimiento de las placas litosféricas o, a mayor escala, de la convección en el manto. La imagen de la Tierra como máquina térmica que se desprende del calor interno mediante conducción, radiación, convección y advección, y

estratificada mecánicamente como consecuencia precisamente de las distintas respuestas reológicas de las rocas a las variaciones en temperatura y presión, parece muy bien establecida. En esa imagen (Fig. 8), la presencia de un manto superior (infralitosférico) de menor resistencia y con gran capacidad de fluir para tasas de deformación geológicas resulta ineludible; la astenosfera corresponde precisamente a ese tramo dúctil del

manto superior infralitosférico. La estructura de los minerales que componen la astenosfera y sus diferencias mecánicas (viscosidad) con las capas suprayacente (litosfera) y subyacente (mesosfera) justifican su reconocimiento. Más aún, tales características parecen tener una importancia de primer orden en el patrón convectivo del manto.

COMENTARIOS FINALES: SOBRE LA CONVECCIÓN EN EL MANTO

No es el objetivo, ni entra dentro de las pretensiones de este trabajo, presentar un resumen completo del estado actual de nuestros conocimientos acerca de la convección en el manto. De hecho, desde hace una década está desarrollándose a este respecto una de las más interesantes controversias geológicas y geofísicas desde la aceptación mayoritaria de la teoría de la tectónica de placas. En la página *web* www.mantleplumes.org puede conseguirse información muy completa y variada sobre esta polémica. Procuraremos aquí presentar algunas ideas comúnmente aceptadas hoy en día sobre convección mantélica, evitando aspectos más debatidos.

Que el manto terrestre está en convección es un hecho que se deriva no sólo de la observación, sino también del carácter supercrítico del número de Rayleigh para el manto (el número de Rayleigh mide la importancia relativa de los procesos que permiten la transferencia de calor por difusión o por convección; el valor crítico del número de Rayleigh describe la situación de igualdad entre ambos fenómenos; se calcula que en el manto el número de Rayleigh es hasta 10.000 veces superior a dicho valor crítico, por tanto domina por mucho la transferencia de calor por convección). Es conocida también la causa primera de la convección, que no es otra que la liberación del calor interno originado a partir de dos fuentes principales: 1) el enfriamiento secular de la Tierra y la transferencia de calor desde el núcleo; y 2) el calentamiento debido a la desintegración radioactiva de los isótopos inestables de elementos como U, Th y K. ¿Cómo elimina el planeta todo este calor? De entre los distintos mecanismos disponibles (radiación, conducción, advección mediante circulación hidrotermal y magmática, convección) predomina la convección. Esto es así gracias al mecanismo de *creep* en estado sólido (por difusión o por movimiento de dislocaciones) que opera en el manto (es decir, gracias a su ductilidad) y que da lugar a las viscosidades relativamente bajas que lo caracterizan (Fig. 5B). De hecho, ya a finales del siglo XIX estaba generalmente aceptado que el interior del planeta se comportaba como un fluido a escalas de tiempo geológicas, debido al hecho de que el geoide y la superficie sólida de la Tierra son casi coincidentes, por lo que el interior debe encontrarse prácticamente en equilibrio hidrostático (Schubert et al., 2001). Cualquier convección térmica precisa de tres ingredientes, los cuales se verifican en el manto: una capa fluida enfriada desde arriba y sometida a un campo gravitacional; valores de expansividad térmica positiva; y bajos valores relativos de la viscosidad (para todo el manto, aunque inferiores en la astenosfera que en el manto inferior) y de la conductividad térmica. Dados estos re-

quisitos, las variaciones en temperatura que disparan el flujo convectivo se concentran en capas finitas de fuerte gradiente térmico, de pequeñas dimensiones si las comparamos con el sistema completo (Fig. 5B). Dichas capas de fuerte gradiente térmico son: la litosfera (*cold thermal boundary layer*) y la capa D'' (*hot thermal boundary layer*). A partir de aquí, las interpretaciones sobre el patrón de convección en el manto divergen entre los que piensan que hay un solo sistema convectivo que afecta a todo el manto, y los que defienden una estructura parcialmente compartimentada con dos subsistemas que coincidirían con el manto superior y el inferior (curvas roja y verde, respectivamente, en la Fig. 5A). Estos últimos proponen, como se comentó previamente, la presencia de una tercera, hipotética, capa de fuerte gradiente de temperaturas coincidente aproximadamente con la discontinuidad de los 660 km. Ambas escuelas están de acuerdo en considerar que las fuerzas de la convección mantélica son: 1) la fuerza debida al empuje hacia abajo de la parte subducente de las placas de litosfera oceánica; es un ejemplo de fuerza debida a la flotabilidad negativa de la litosfera fría (*slab pull*); 2) el empuje lateral que se produce desde el extenso cinturón de dorsales oceánicas, debido tanto al deslizamiento gravitacional como al gradiente de presión asociado con el engrosamiento de la litosfera oceánica a medida que se separa de las zonas de dorsal (*ridge push*); y 3) heterogeneidades en la densidad, de gran escala, localizadas principalmente en la base del manto inferior y en la capa D''. Además de esas tres fuerzas principales, los gradientes laterales de presión en la astenosfera que pueden generarse localmente explicarían parte del movimiento de las placas más pequeñas (Höink et al., 2011). Por su parte, las fuerzas que intentan impedir la convección son: 1) las fuerzas de fricción debidas a la viscosidad del manto (menores cuanto menor sea esa viscosidad); 2) las fuerzas friccionales en los límites de placas (causantes, en último término, de buena parte de la sismicidad); y 3) las fuerzas de flotabilidad de los sectores de litosfera poco densa, actuantes principalmente en la litosfera continental. Estas fuerzas que favorecen o resisten la convección son moduladas en profundidad por los efectos térmicos y reológicos que se producen en las discontinuidades de los 410 y 660 km, cuya importancia se apuntaba anteriormente en este trabajo. Esto permite definir una convección con dos escalas superpuestas: un flujo principal originado por la combinación de láminas litosféricas que subducen y columnas ascendentes desde la capa D'', y flujos secundarios (que pueden afectar separadamente al manto inferior y al superior) de acomodación del manto al flujo principal. En este modelo moderno de convección no hay celdas cerradas que arrastren las placas. Ellas son protagonistas directas de su propio desplazamiento debido a las fuerzas de *slab pull* y *ridge push* antes mencionadas. Tanto los numerosos datos sobre la cinemática de las placas (desde Forsyth y Uyeda, 1975), como los campos de esfuerzos medidos en la litosfera, son satisfactoriamente congruentes con estas fuentes de esfuerzos (ver Richardson, 1992, entre otros muchos). En palabras de Schubert et al. (2001), "la flotabilidad negativa de las láminas litosféricas descendentes es la principal fuerza para la convección en un manto que se encuentra, en su ma-

yor parte, calentado internamente”. En este sentido, la antigua polémica sobre el origen del movimiento de las placas, que acababa enmarañada con la propia definición de astenosfera, queda anticuada. Las placas, parte integral (activa, no pasiva) de la convección, se mueven en gran parte merced a sus propias fuerzas, derivadas principalmente de los dos motores del planeta: la temperatura y la fuerza de la gravedad. De qué manera se incardina este movimiento en el proceso convectivo general del manto es algo que se está explorando en estos momentos, sin que, por ahora, tengamos una respuesta satisfactoria. En este sentido, la astenosfera, con independencia de su estado convectivo, desempeña un papel esencial. Su baja viscosidad permite, por un lado, el deslizamiento de la litosfera en su superficie (es decir, no impone fuerzas de fricción que restrinjan críticamente el movimiento de las placas), y, por el otro, el descenso a las velocidades adecuadas (tectónicas) de las grandes láminas de litosfera oceánica hacia el interior de la Tierra. Dicho descenso se ralentiza en algunas ocasiones, y parece cambiar de geometría en todas, cuando la placa subducente comienza a atravesar la mesosfera. Hablar de la astenosfera como un nivel de despegue puede llevar a hacernos una idea incorrecta del fenómeno. Si se quiere utilizar un análogo más adecuado podemos referirnos a un balandro (litosfera) que se desliza sobre la superficie de un lago profundo de aguas tranquilas (astenosfera). Utilizando sus velas, el navío se mueve “por sí mismo” (aprovechando la energía del viento que es el análogo de la temperatura y fuerza de la gravedad), no es arrastrado por ninguna corriente que bulla en el agua. Y el barco desliza gracias a la baja resistencia (escasa viscosidad) que el agua ejerce sobre su casco. Si el agua se congelase el barco quedaría varado. ¿Habríamos de nivel de despegue para la superficie de contacto entre el barco y el agua del lago, que se extiende decenas de metros por debajo del navío? En el caso de que una vía de agua aumentase la densidad del barco, éste se hundiría en el lago (subduciría), y sus aguas le dejarían paso fluyendo con facilidad hacia los lados.

La tomografía sísmica ha mostrado la penetración de las láminas litosféricas hasta la discontinuidad de los 660 km. En algunos casos la litosfera queda estacionada a esa profundidad, en otros la atraviesa sin aparente dificultad. Continuando con el ejemplo del balandro, al hundirse y llegar al fondo del lago encuentra una muy gruesa capa de lodo, una especie de arenas movedizas, de modo que puede quedar apoyado momentáneamente sobre ella antes de ser engullido o, si baja con la suficiente energía, continuar hundiéndose sin solución de continuidad, aunque a menor velocidad que en el agua. En ambas situaciones, la geometría de las láminas subducidas, que, a pesar de los desgarros (Fig. 9) u otras modificaciones que sufre en su descenso a través del manto superior, sigue siendo tabular, parece cambiar por debajo de la discontinuidad de los 660 km, como consecuencia de las nuevas condiciones de presión, espacio disponible, temperatura de la lámina subducente, y resistencia del manto inferior, de modo que la lámina se repliega, se desorganiza y puede caer en forma de grandes columnas hacia la capa D” (Schubert et al., 2001; Morra et al., 2010). El hecho de que las velocidades relativas de las columnas o penachos ascendentes en el manto inferior sea al menos un orden de magnitud más lento que los movimientos de las placas, es compatible con un manto superior (astenosfera mecánica) menos viscoso que el inferior. Las dorsales oceánicas provocan, por su parte, un patrón de circulación somera del manto superior, forzada por el movimiento de las placas. Estos ascensos del manto superior están compensados, gracias a la baja viscosidad de la astenosfera, por unos flujos de retorno que se acomodan a la geometría cambiante de las placas y a su eventual subducción, formando un patrón abierto de circulación convectiva somera, variable con el tiempo y condicionado cinemáticamente (por ejemplo, Fig 9).

Todas estas observaciones sugieren que el comportamiento mecánico diferenciado del manto inferior y el superior son aspectos a tener muy en cuenta en cualquier modelo general de convección. La astenosfera, con su definición mecánica tal y

Fig. 9. Modelo que expresa la interpretación preferida por Stubaillou et al. (2012) para la geometría de la parte subducida de la placa del Coco bajo la placa Norteamericana en México. Basados en datos de anisotropía sísmica, los autores deducen un par de desgarros (“tears”) en la lámina subducente y un proceso continuado de retroceso de dicha lámina subducente (“slab rollback”). Estas complejas evoluciones desplazan a la astenosfera y la fuerzan a fluir de distintas maneras (flechas rojas: flujo toroidal y flujo en la cuña de manto situada sobre la placa subducente). Nótese que el bloque diagrama se ha girado con respecto al mapa para mostrar con más claridad las estructuras que afectan a la placa subducente.

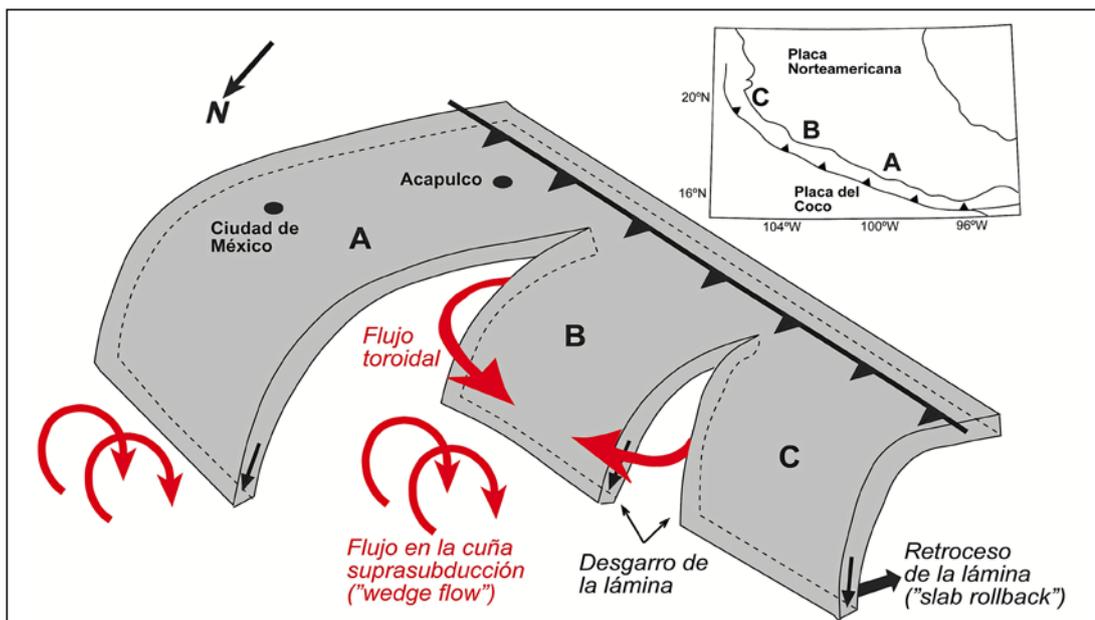
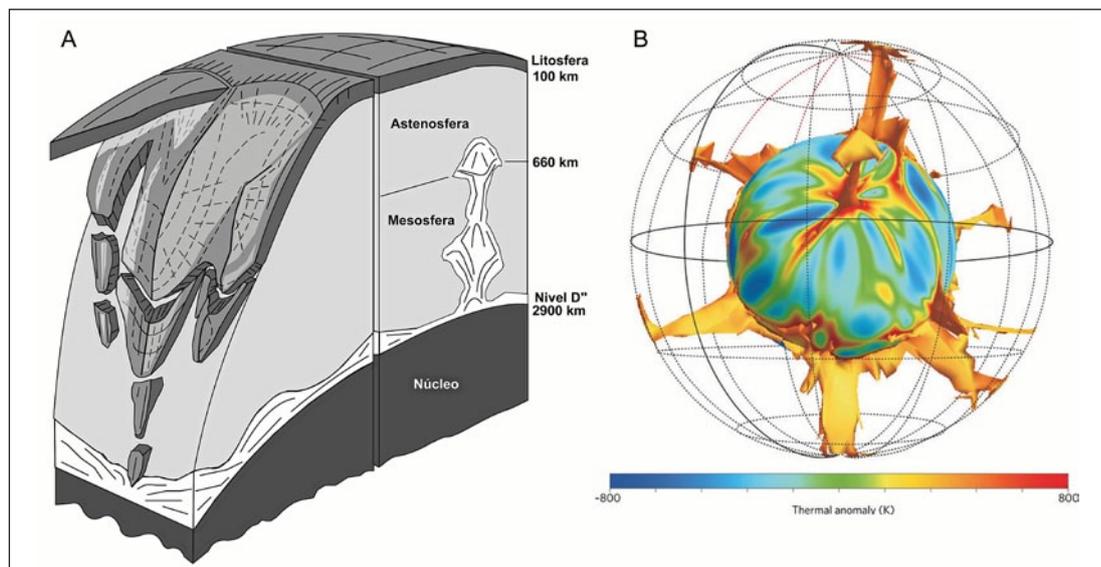


Fig. 10. A) Esquema del modelo convectivo del manto que más consenso suscita en nuestros días. Obsérvese que la figura no guarda la escala vertical con el fin de poder expresar con más claridad las características de algunas capas representativas, como la litosfera. B) Modelo numérico de columnas de material caliente ascendentes desde el límite núcleo-manto (capa D'') allí donde varias crestas (franjas de tonos amarillos y rojos) convergen. Las zonas frías (colores azules) representan las regiones de caída de columnas de material subducido (Allen, 2011).



como aquí se ha presentado, sigue teniendo por tanto un protagonismo esencial en el desarrollo de los conocimientos sobre nuestro planeta.

Si la tomografía sísmica ha supuesto una revolución en nuestra forma de entender la evolución geológica del manto, los modelos numéricos constituyen una manera excelente de comprobar las predicciones de las distintas teorías sobre su convección. Las caídas (en ocasiones catastróficas, en forma de cascada) de grandes volúmenes de litosfera hasta la base del manto, deforman la capa D'', produciendo grandes flujos laterales en ella (favorecidos por su relativa baja viscosidad, Fig. 5B). El material caliente escapa desde esas regiones, convergiendo hasta formar crestas. Allí donde varias crestas se unen se forma una columna ascendente de material caliente y poco denso.

La figura 10A ilustra la concepción moderna de la convección en el manto, tal y como ha sido descrita en este trabajo. Un ejemplo cautivador de cómo estas teorías pueden llegar a ser visualizadas a partir de los modelos numéricos se muestra en la figura 10B, en donde grandes columnas de material caliente ascienden desde las crestas de la capa D''.

La principal limitación de los modelos numéricos de convección es la complicada reología de la litosfera. De este modo, por ejemplo, no ha sido posible hasta ahora explicar aspectos tan esenciales del funcionamiento del planeta como la forma esencialmente laminar del flujo descendente (la subducción) a través de la astenosfera, ni el hecho de que la subducción sea inherentemente asimétrica (sólo una de las dos placas que se enfrentan en un límite convergente subduce). Ciertos modelos termo-mecánicos modernos que consideran reologías más realistas para la litosfera están siendo capaces de vencer algunas de tales limitaciones, llegando a dar una explicación de la naturaleza asimétrica de la subducción. Los modelos numéricos, junto con los avances en la investigación de la distribución de los distintos parámetros físicos en el interior del planeta y en la caracterización reológica de los materiales terrestres, nos prometen un futuro muy halagüeño en la búsqueda de la piedra filosofal geológica: encontrar el puñado de ecuaciones en las que se contenga la explicación de los aspectos más importantes de la convección

en el manto, tal y como ahora los conocemos. Y que esas ecuaciones proporcionen predicciones verificables a partir de la información disponible hoy en día y la que se vaya adquiriendo en el futuro.

CONCLUSIONES

No sólo la biosfera evoluciona: también lo hace la geosfera. El término astenosfera, definido ahora hace cien años, ha cambiado profundamente. Ya no es el nivel de despegue de 100 o 200 kilómetros de grosor extrapolado a base de datos sísmicos incompletos: ahora abarca todo el manto superior no litosférico, y su principal frontera, tanto física como científica, es precisamente la interfase con el manto inferior, un nivel clave (como lo es igualmente la base del manto, el nivel D'') sobre el que hemos de esperar apasionantes novedades en el futuro inmediato.

AGRADECIMIENTOS

Este artículo es, en buena medida, el resultado de la inquietud mostrada a lo largo de los últimos años por los profesores de numerosos centros de Enseñanza Secundaria de todo el país, quienes, de una u otra manera, nos han ayudado a reflexionar e intentar aclarar con más precisión nuestras ideas sobre la astenosfera. A ellos queremos dedicarles este trabajo. Agradecemos el apoyo recibido por la Universidad de Huelva para la redacción del manuscrito. Los profesores José María Tubía, de la Universidad del País Vasco, Gabriel Gutiérrez Alonso, de la Universidad de Salamanca, y Luisa Quintanilla (profesora del IES Ramiro de Maeztu, Madrid) han enriquecido notablemente este trabajo con su constructiva revisión del manuscrito original.

BIBLIOGRAFÍA

- Allen, P.A. (2011). Geodynamics: Surface impact of mantle processes. *Nature Geoscience*, 4, 498-499.
- Anderson, D.L. (1962). The plastic layer of the Earth's mantle. *Scientific American*, 85, 1-9.

- Anderson, D.L. (1995). Lithosphere, asthenosphere and perisphere. *Reviews of Geophysics*, 33, 125-149.
- Anderson, D.L. (2007). *New Theory of the Earth*. Cambridge Univ. Press, Cambridge, UK, 384 p.
- Anderson, D.L. y Spetzler, H. (1970). Partial melting and the low-velocity zone. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 4, 62-64.
- Anguita, F. (2002). Adiós a la astenosfera. *Enseñanza de las Ciencias de la Tierra*, 10, 134-143.
- Barrell, J. (1914). The strength of the Earth's crust. *Geology*, 22, 28-48.
- Barruol, G., Silver, P.G. y Vauchez, A. (1997). Seismic anisotropy in the Eastern US: Is the plate 200, 400 or 670 km thick? *Terra Nova*, 9 (Abstr. Suppl. 1), 43.
- Braun, J. (2010). The many surface expressions of mantle dynamics. *Nature Geoscience*, 3, 825-833.
- Condie, K.C. (1997). *Plate Tectonics and Crustal Evolution*. Butterworth-Heinemann, Oxford, 282 p.
- Cox, A. y Hart, R.B. (1986). *Plate Tectonics. How it Works*. Blackwell, Palo Alto, CA, 392 p.
- Davies, G.F. (1999). *Dynamic Earth: Plates, plumes, and mantle convection*. Cambridge Univ. Press, 458 p.
- Doglioni, C., Green, D.H. y Mongelli, F. (2005). On the shallow origin of hotspots and the westward drift of the lithosphere. *Geological Society of America, Special Paper*, 388, 735-749.
- Eaton, D.W., Dardshire, F., Evans, R., Grütter, J., Jones, A.G. y Yuan, X. (2009). The elusive lithosphere-asthenosphere boundary (LAB) beneath cratons. *Lithos*, 109, 1-22.
- Forsyth, D. y Uyeda, S. (1975). On the relative importance of the driving forces of plate motion. *Geophysical Journal, Royal Astronomical Society*, 43, 163-200.
- Forte, A.M. (2007). Constraints on seismic models from other disciplines. Implications for mantle dynamics and composition. En: Romanowicz, B., Dzierwonski, A.M. (Eds) *Treatise on Geophysics*, Vol. 1. Elsevier, Ámsterdam, 805-858.
- Gaherty, J.B., Kato, M. y Jordan, T.H. (1999). Seismological structure of the upper mantle: a regional comparison of seismic layering. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 110, 21-41.
- Garetskii, R.G., Dankevich, I.V. y Karataev, G.I. (1996). Asthenosphere of the East European craton. *Geotectonics*, 30, 478-485.
- Gutenberg, B. (1926). Untersuchungen zur Frage bi zu welcher Tiefe die Erde kristallin ist. *Zeitschrift für Geophysik*, 2, 24-29.
- Hales, A.H. (1972). The travel times of P seismic waves and their relevance to the upper mantle velocity distribution. *Tectonophysics*, 13, 447-482.
- Hart, S.F. y Staudigel, H. (1989). Isotopic characterization and identification of recycled components. En: Hart, S.F., Gülen, L. (Eds) *Crust/Mantle Recycling at Convergent Zones*. Kluwer, Hingham, MA, 15-28.
- Höink, T., Jellinek, A.M. y Lenardic, A. (2011). Viscous coupling at the lithosphere-asthenosphere boundary. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 12, Q0AK02, doi:10.1029/2011GC003698.
- Jaeger, J.C. y Cook, N.G.W. (1969). *Fundamentals of Rock Mechanics*. Chapman and Hall, London, 515 p.
- Karato, S. (2010). Rheology of the Earth's mantle: A historical review. *Gondwana Research*, 18, 17-45.
- Karato, S. (2012). On the origin of the asthenosphere. *Earth and Planetary Science Letters*, 321-322, 95-103.
- Kearey, P., Klepeis, K.A. y Vine, F.J. (2009). *Global Tectonics*. Wiley-Blackwell, Oxford, 482 p.
- Kubo, A. y Hiramatsu, Y. (1998). On presence of seismic anisotropy in the asthenosphere beneath continents and its dependence on plate velocity: significance of reference frame selection. *Pure and Applied Geophysics*, 151, 281-303.
- Morra, G., Yuen, D.A., Boschi, L., Chatelain, P., Koumoutsakos, P. y Tackley, P.J. (2010). The fate of the slabs interacting with a density/viscosity hill in the mid-mantle. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 180, 271-282.
- Park, R.G. (1988). *Geological Structures and Moving Plates*. Blackie, Glasgow, 337 p.
- Panza, G.F. y Müller, S. (1981). The main features and the dynamic behaviour of the lithosphere-asthenosphere system in Europe. *Terra Cognita*, Sp. Issue, spring 1981, 99.
- Ranalli, G. (1991). The microphysical approach to mantle rheology. En: Sabadini, R., Lambeck, K., Boschi, E. (Eds) *Glacial Isostasy, Sea-level and Mantle Rheology*. Kluwer, Dordrecht, 343-378.
- Ranalli, G. (1995). *Rheology of the Earth* (2nd. Ed.). Chapman & Hall, London, 413 p.
- Ribeiro, A. (2002). *Soft Plate and Impact Tectonics*. Springer, Berlin, 324 p.
- Rychert, C.A., Schmerr, N. y Harmon, N. (2012). The Pacific lithosphere-asthenosphere boundary: seismic imaging and anisotropic constraints from SS waveforms. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 13, doi:10.1029/2012GC004194.
- Schilling, J.G. (1973). Afar mantle plume: Rare earth evidence. *Nature*, 242, 2-5.
- Schubert, G., Turcotte, D.L. y Olson, P. (2001). *Mantle Convection in the Earth and Planets*. Cambridge Univ. Press, Cambridge, UK, 940 p.
- Schmerr, N. (2012). The Gutenberg discontinuity: Melt at the lithosphere-asthenosphere boundary. *Science*, 335, 1480-1483.
- Stubailo, I., Beghein, C. y Davis, P.M. (2012). Structure and anisotropy of the Mexico subduction zone based on Rayleigh-wave analysis and implications for the geometry of the Trans-Mexican Volcanic Belt. *Journal of Geophysical Research*, 117, doi:10.1029/2011JB008631.
- Tesauro, M., Kabal, M. y Cloetingh, S.A.P.L. (2009). A new thermal and rheological model of the European lithosphere. *Tectonophysics*, 476, 478-495.
- Tozer, D.C. (1981). The mechanical and electrical properties of Earth's asthenosphere. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 25, 280-296.
- Turcotte, D.L. y Schubert, G. (2002). *Geodynamics* (2nd. Ed.). Cambridge Univ. Press, Cambridge, UK, 456 p.
- Vauchez, A., Tommasi, A. y Barruol, G. (1998). Rheological heterogeneity, mechanical anisotropy and deformation of the continental lithosphere. *Tectonophysics*, 296, 61-86.
- Weijermars, R. (1997). *Principles of Rock Mechanics*. Alboran Sci. Pub., Amsterdam, 360 p.
- Wilson, J.T. (1968). A reply to V.V. Belousov. *Geotimes* (Diciembre), 20-22.
- Zheng, Y. y Arkani-Hamed, J. (2002). Rigidity of the Atlantic oceanic lithosphere beneath New England seamounts. *Tectonophysics*, 359, 359-369.
- Richardson, R.M. (1992). Ridge forces, absolute plate motions, and the intraplate stress field. *Journal of Geophysical Research*, 97, 11739-11748. ■

Fecha de recepción del original: 09/01/2013

Fecha de aceptación definitiva: 12/03/2013