

Las zonas de cizalla dúctil como recurso didáctico para entender la deformación de las rocas. El ejemplo de la zona de cizalla Sudibérica (Macizo Ibérico suroccidental)

The interest of ductile shear zones as a teaching resource to understand the process of rock deformation. The case of the Southern Iberian shear zone (SW Iberian Massif)

CARLOS FERNÁNDEZ¹, MANUEL DÍAZ AZPIROZ² Y JUAN DÍAZ ALVARADO¹

¹Departamento de Geodinámica y Paleontología, Universidad de Huelva, 20171-Huelva. E-mail: fcarlos@uhu.es; juan.diaz@dgyp.uhu.es

²Departamento de Sistemas Físicos, Químicos y Naturales, Universidad Pablo de Olavide, 41013-Sevilla. E-mail: mdiaazp@upo.es

Resumen Se explican y discuten varias herramientas didácticas sencillas y baratas para la explicación de los fundamentos e implicaciones de la deformación dúctil en las rocas. Estas herramientas incluyen la construcción de una *shear box* para el estudio de la deformación en dos dimensiones y algunos ejemplos que muestran cómo su uso puede aclarar aspectos inicialmente oscuros o complejos de esta materia. También se sugieren algunas actividades con plastilina para la comprensión de la deformación tridimensional. Es muy aconsejable acompañar la actividad en el aula y en el laboratorio con la visita de zonas de campo con rocas fuertemente deformadas: las zonas de cizalla dúctil, como la zona de cizalla Sudibérica, que se utiliza aquí como ejemplo concreto. Estas técnicas parecen especialmente adecuadas para los estudiantes de los cursos superiores de la enseñanza secundaria, aunque también pueden ser empleadas en niveles universitarios.

Palabras clave: Deformación dúctil, *shear box*, elipsoides de deformación, zonas de cizalla dúctil.

Abstract *This paper presents several simple and inexpensive teaching tools to analyse the fundamentals and implications of the ductile deformation processes affecting rocks. These tools include the implementation of a shear box to study the bi-dimensional topics of deformation, and several runs are suggested to highlight some apparently hidden or complex points on this topic. In parallel, the use of plasticine is also explained to illustrate the three-dimensional intricacies of the deformation ellipsoids. It is strongly advisable to support these activities with visits to selected field cases, particularly ductile shear zones. The Southern Iberian shear zone (Variscan Iberian massif) has been used as an example in this piece of work. The techniques explained are felt to be highly appropriate for students in the last few years of secondary education, although they could also be suitable for first-year university students.*

Keywords: Ductile deformation, shear box, deformation ellipsoids, ductile shear zones.

INTRODUCCIÓN

La Geología Estructural es una ciencia relativamente moderna y de rápida evolución. Sus fundamentos se hallan, por un lado, en la larga tradición descriptiva de las estructuras de las rocas de la corteza terrestre, y por otro, en los desarrollos de la mecánica de los medios continuos. A pesar de esto último, sus principios parecen sencillos y teó-

ricamente fáciles de transmitir. Nuestra experiencia docente con alumnos universitarios muestra, sin embargo, lo contrario. Hay dos aspectos en particular que deben ser atendidos: la distinción entre esfuerzo y deformación, y la importancia del comportamiento dúctil en las rocas. Dada la asiduidad con la que aparecen errores conceptuales serios relativos a ambos aspectos en nuestros alumnos, pensamos que deben tener una explicación pro-

funda, relacionada probablemente con la manera que tenemos los seres humanos para percibir y relacionarnos cotidianamente con el mundo que nos rodea. Los últimos cursos de la enseñanza secundaria pueden constituir el momento ideal para mostrar a los estudiantes que hay otra manera de mirar las rocas que parece desafiar el sentido común. Además, la Geología Estructural nos ofrece una visión dinámica de nuestro planeta y es, por tanto, una fuente de información valiosa para entender la faz cambiante de la Tierra. Y más allá del puro interés académico, varias disciplinas aplicadas dependen estrechamente de un adecuado conocimiento mecánico de los materiales sobre los que se sustentan o en los que excavamos nuestras obras de ingeniería. En este trabajo se plasman algunas herramientas metodológicas que pueden ayudar a los estudiantes de bachillerato y a sus profesores, huérfanos a menudo de textos en lengua castellana en los que se recoja adecuadamente esta información, a comprender algunos de los principios de la deformación dúctil en dos y tres dimensiones.

ESFUERZO, DEFORMACIÓN Y COMPORTAMIENTO DE LAS ROCAS

¿Son siempre frágiles las rocas?

Para entender el comportamiento de las rocas frente a la aplicación de esfuerzos es necesario acudir a la Reología, que es la parte de la Mecánica de los medios continuos que estudia el flujo de la materia, entendido como el movimiento relativo de las partículas de un cuerpo debido a la actuación de un campo de fuerzas (Jaeger y Cook, 1976). Las condiciones de presión y temperatura y los intervalos temporales bajo los que se desarrolla la actividad humana nos permiten conocer y manejar materiales cuyo comportamiento reológico es tal que no les permite resistir esfuerzos de cizalla sin fluir; hablaríamos en ese caso de líquidos reológicos. Ejemplos de líquidos reológicos serían el agua o el aceite tal y como los observamos más frecuentemente. En otros casos, los materiales son capaces de soportar cierto nivel de esfuerzos de cizalla y los llamaríamos sólidos. Ejemplo de sólido reológico sería el comportamiento del cemento, vidrio o acero bajo las condiciones habituales de nuestro entorno. Tenemos incluso cuerpos de comportamiento intermedio entre ambos, como ciertas pinturas o siliconas. Nótese la diferencia entre el concepto mecánico de sólido y líquido y el concepto químico referido al estado de agregación de la materia. El hielo sería clasificado como sólido de acuerdo con este último criterio, pero es capaz de fluir como un líquido reológico en los glaciares. La inmensa mayoría de las rocas son sólidos reológicos para nosotros. Dentro del comportamiento sólido, tenemos la experiencia de que las rocas son materiales extraordinariamente rígidos –es decir, que sometidas a esfuerzos pequeños o moderados para el ser humano, apenas sufren deformación– y que, cuando se excede su resistencia, colapsan mediante el desarrollo de una fractura. Como un jarrón de porcelana al caer bruscamente al suelo, como el vidrio de una ventana golpeado con un martillo, la encimera de granito de

nuestra cocina saltaría hecha pedazos si la arrojásemos desde la suficiente altura, o podría rajarse si colocásemos sobre ella un recipiente metálico muy caliente. Esta experiencia es útil cuando intentamos explicar la formación de estructuras naturales como fallas y diaclasas y el fenómeno de la sismicidad. Desgraciadamente, se deja por el camino algo esencial: que en la mayor parte de nuestro planeta las rocas no se comportan así. Y es fundamental ese hecho porque permite entender por qué razón tenemos cinturones orogénicos, por qué hay placas litosféricas y cómo es posible que éstas se muevan en lugar de permanecer cómodamente estables con respecto al interior de la Tierra. Recuérdese que uno de los principales argumentos en contra de la deriva continental de Wegener era de naturaleza mecánica (ver, por ejemplo, Hallam, 1976): la corteza continental no podía desplazarse sobre la corteza oceánica sin romperse.

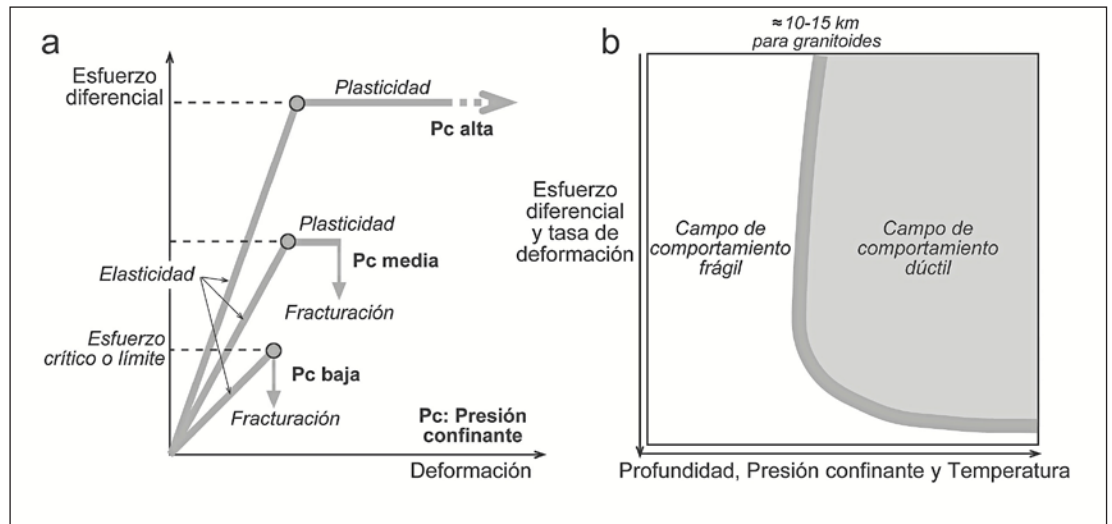
El estado de esfuerzos y la ductilidad en las rocas

En el interior de la Tierra las rocas están sometidas a un conjunto de esfuerzos (fuerza por unidad de superficie) que proceden del peso de los materiales suprayacentes y de otras fuentes, como el movimiento de las placas litosféricas (Engelder, 1993). El estado de esfuerzos al que se ve sujeto un volumen de roca a una profundidad dada tiene una parte hidrostática (es decir, que el esfuerzo es igual en todas las direcciones), llamada también esfuerzo medio o presión confinante (responsable de la compactación o dilatación del cuerpo, y que aumenta con la profundidad), y suele mostrar también una parte desviadora (el esfuerzo es mayor en unas direcciones que en otras; esta parte del esfuerzo total es la responsable por ejemplo de la distorsión del cuerpo). De este modo, lo habitual es que el esfuerzo total (esfuerzo medio más desviador) venga representado por un elipsoide (esfera sólo en el caso de un esfuerzo hidrostático puro) cuyos ejes principales, mutuamente perpendiculares, tienen distinta longitud. Los esfuerzos diferenciales miden precisamente esta desigualdad en la magnitud de los esfuerzos según la dirección, siendo el máximo esfuerzo diferencial el que resulta de restar las magnitudes de los esfuerzos principales máximo y mínimo.

Se ha comprobado a través de numerosos ensayos realizados en todo tipo de rocas (Borg y Handin, 1966), que la resistencia del material (expresada como magnitud del esfuerzo diferencial que es capaz de soportar sin sufrir deformación permanente) aumenta con la presión confinante (Fig. 1a). Más interesante es la observación de que, a bajas presiones confinantes, la roca sufre fracturación: superado el campo elástico se observa una caída brusca en los esfuerzos que la roca puede soportar, acompañada por la nucleación y propagación de una fractura. Es el comportamiento frágil. A mayores presiones confinantes, entre el comportamiento elástico y la fracturación se extiende un campo de deformación permanente sin pérdida de la continuidad del material (plasticidad). Este campo de plasticidad aumenta con la presión confinante. Cuando ésta es lo suficientemente grande, no se llega a producir rotura incluso para deformaciones muy elevadas y el campo de

Fig. 1. (a) Esquema simplificando mostrando el cambio en el comportamiento de un determinado tipo de roca al variar la presión confinante bajo la que es cargada. (b) De acuerdo con ensayos como los mostrados en (a), es posible delimitar los campos bajo los que las rocas presentan un comportamiento predominantemente frágil o dúctil. Se muestra la profundidad a la que se suele encontrar la transición frágil-dúctil en rocas graníticas.

Los esquemas de esta figura, que no tienen escala, pretenden resumir los resultados habitualmente obtenidos en una gran variedad de rocas.



plasticidad es virtualmente indefinido. Hablaríamos de comportamiento dúctil. La ductilidad en las rocas está favorecida, por tanto, por la presión confinante (o, lo que es lo mismo, por la profundidad) y por la temperatura (Fig. 1b), así como por la presión de fluidos y la magnitud de los esfuerzos diferenciales (Paterson y Wong, 2005). Aunque la profundidad a la cual ambos comportamientos (frágil y dúctil) son igualmente probables (transición frágil-dúctil) depende de cada tipo de roca, puede decirse que la corteza continental intermedia e inferior (por debajo de unos 10 a 15 km de profundidad), así como, en algunos modelos, la totalidad del manto litosférico –y el manto sublitosférico– se encuentran en la región de pleno predominio del comportamiento dúctil (Fig. 2a). Otros modelos de perfiles de resistencia (no mostrados, por simplicidad, en la Fig. 2a) consideran que la parte superior del manto litosférico muestra

también un comportamiento frágil, lo que permite entender ciertos tipos de organizaciones orogénicas, así como el desacoplamiento entre la corteza inferior y el manto litosférico (Ranalli, 1987). En algunas aproximaciones al desarrollo de determinadas estructuras geológicas resulta útil incluso considerar a las rocas como líquidos reológicos o como materiales complejos (viscoplásticos o elasto-viscoplásticos). En consecuencia, podemos afirmar que, en contra de lo que la experiencia cotidiana nos enseña, las rocas tienden a comportarse dúctilmente cuando las consideramos a las escalas espacial y temporal propias de las grandes unidades geológicas. La fragilidad se concentra en los kilómetros más superficiales de la corteza continental, donde el hombre desarrolla su actividad, de ahí que nos parezca el comportamiento más común de las rocas. Mención aparte merece la litosfera oceánica en donde, dado el escaso espe-

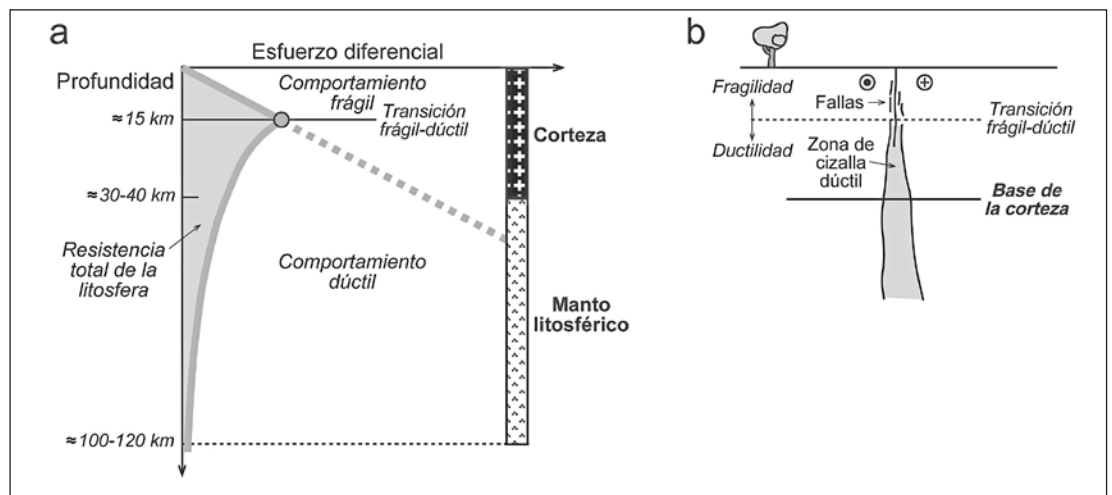


Fig. 2. (a) Perfil de resistencia de una litosfera continental simplificada. Las líneas grises gruesas muestran la variación con la profundidad de los esfuerzos diferenciales críticos necesarios para deformar la roca bajo comportamiento frágil (línea recta, corteza superior) y dúctil (línea curva, corteza inferior y manto litosférico). La recta gris discontinua ilustra la elevada resistencia de una hipotética corteza inferior frágil. La resistencia total de la litosfera puede medirse como el área gris comprendida entre las líneas de esfuerzos diferenciales críticos y el eje vertical (esfuerzo diferencial igual a 0). En una corteza estratificada, con distintas rocas predominando a diferentes profundidades, es teóricamente posible encontrar varias transiciones frágil-dúctil. En ocasiones, también la parte superior del manto litosférico puede tener un comportamiento frágil, de modo que el perfil presenta dos capas fuertemente resistentes (corteza superior y manto superior más alto) que delimitan una capa más blanda (corteza media e inferior, además del manto litosférico medio e inferior); se trata del modelo "jelly sandwich". (b) Corte geológica idealizada de una gran estructura de desgarre con desplazamiento lateral izquierdo, de escala litosférica. De acuerdo con el perfil reológico mostrado en (a), sólo la parte superior del desgarre puede ser considerado como una falla (comportamiento frágil). La continuación de la estructura hacia la corteza inferior y el manto está dominada por una deformación dúctil, concentrada en una región tabular, generalmente más ancha que su parte frágil. Se trata de una zona de cizalla dúctil.

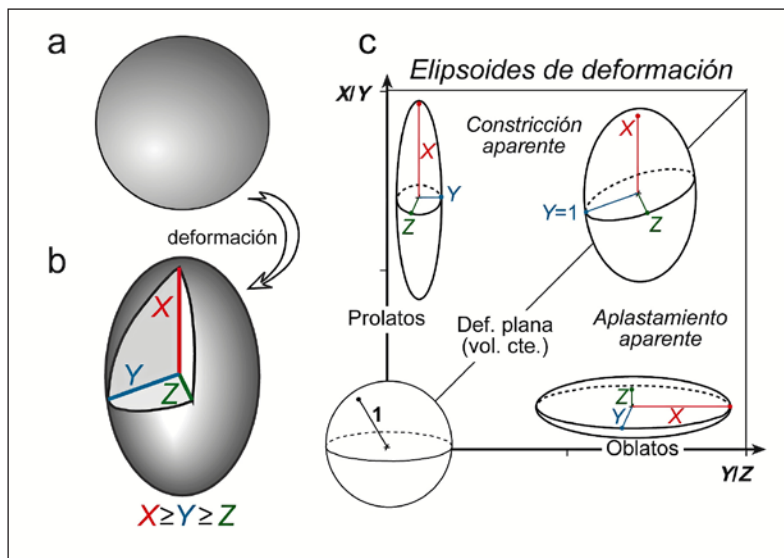
de su corteza, el comportamiento frágil afecta a toda la corteza y a unos pocos kilómetros del manto litosférico más alto. En los orógenos de subducción, el descenso de una lámina de litosfera oceánica fría, con un comportamiento esencialmente frágil, junto con otros procesos, permite la generación de sismicidad hasta grandes profundidades en las zonas de Wadati-Benioff (Moore y Twiss, 1995).

Implicaciones del comportamiento dúctil de las rocas

A partir de lo expuesto en el epígrafe anterior, podemos deducir que las placas litosféricas no están constituidas por grandes losas rígido-frágiles o elástico-frágiles de roca. Estaríamos más cerca de comprender su naturaleza si las concibiésemos como casquetes de plastilina con una fina capa superficial de caramelo sólido. En muchos experimentos análogos la litosfera se simula con pastas de silicona (material líquido desde el punto de vista reológico) flotando sobre otros líquidos de menor viscosidad. Mecánicamente, la litosfera se considera un fluido con una viscosidad superior en alrededor de dos órdenes de magnitud con respecto al manto subyacente. Estos conceptos y magnitudes permiten entender la posibilidad mecánica de desplazamiento de las placas, así como el orden de magnitud de las velocidades de movimiento relativo entre placas que se miden, superándose la vieja controversia que estuvo durante varias décadas el progreso de la teoría de la deriva continental. Para entender esto último volvamos al perfil reológico de la litosfera (Fig. 2a). El efecto de la ductilidad es reducir la resistencia de las rocas con la profundidad y con la temperatura. Si las rocas no tuviesen un comportamiento dúctil (o viscoso), los esfuerzos necesarios para deformar la corteza inferior y el manto litosférico serían los indicados en la figura 2a por la línea discontinua. Es fácil comprobar que no hay en el planeta una fuente de esfuerzos capaz de producir los enormes valores necesarios para deformar una litosfera completamente frágil y, en caso de que así fuera, darían lugar a una fracturación generalizada de la placa, que se rompería en multitud de fragmentos. La ductilidad permite que haya placas litosféricas, que éstas se muevan y que lo hagan a las velocidades observadas.

La deformación dúctil

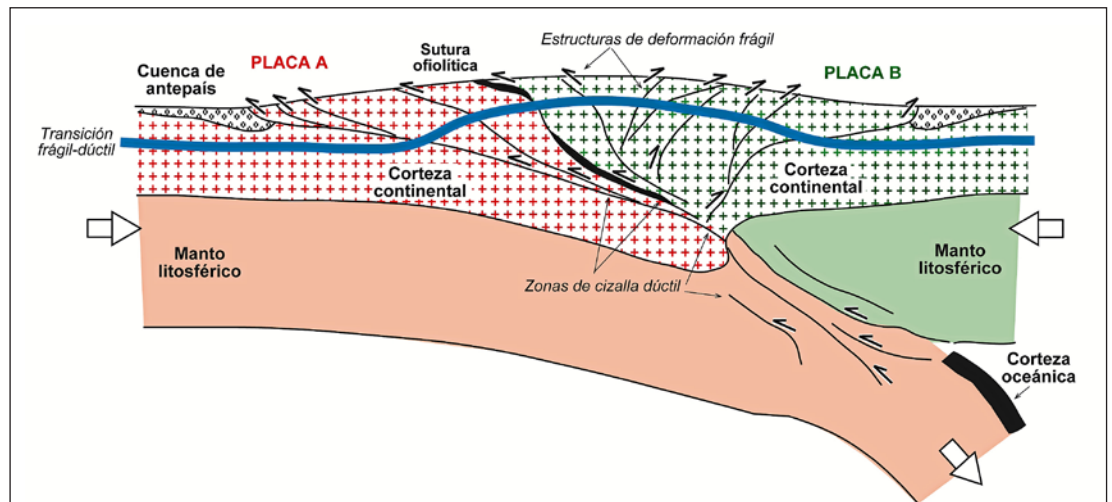
Acabamos de ver que la deformación dúctil de las rocas es predominante en el interior del planeta. Como consecuencia de ello, las rocas sufren importantes cambios geométricos que incluyen rotaciones, distorsiones y cambios de volumen. Si las características de esta deformación no cambian de un punto a otro del volumen de roca considerado, se dice que la deformación es homogénea. Una consecuencia de las deformaciones homogéneas es que si dibujamos una esfera ideal en el interior de la roca antes de la deformación (Fig. 3a), acaba convirtiéndose en un elipsoide tras dicha deformación (aspecto que puede demostrarse con ecuaciones en niveles universitarios). Para abarcar la totalidad de formas de elipsoides que se pueden obtener bajo la infinidad de tipos de deformación posibles se han propuesto diferentes diagramas. Uno de los más utilizados hoy en día es el de Flinn (1962). Su principio



es muy sencillo: se mide la longitud de los tres ejes principales del elipsoide (Fig. 3b), valores a los que llamaremos X (eje largo), Y (eje intermedio) y Z (eje corto). A continuación se determinan los cocientes X/Y e Y/Z . Dichos cocientes constituyen precisamente los ejes de ordenadas y abscisas, respectivamente, del diagrama de Flinn (Fig. 3c). Analicemos ahora el significado de las distintas líneas y campos del diagrama. Es obvio que cada elipsoide se caracteriza por unos valores propios de X, Y, Z, por lo que se proyectará como un único punto en el diagrama. Elipsoides de formas distintas aparecerán en diferentes posiciones del diagrama. En una esfera se cumple que $X=Y=Z$, por lo que quedará proyectada en el origen del diagrama de Flinn, cuyas coordenadas son 1, 1. En el eje de ordenadas del diagrama se proyectan todos los elipsoides para los que $Y/Z=1$, es decir, elipsoides de revolución en los que los ejes Y y Z son iguales entre sí (definen una sección circular del elipsoide), mientras que el eje largo (X) es perpendicular a dicha sección circular: son elipsoides alargados, prolatos o en forma de cigarro (Fig. 3c). Por el contrario, en el eje de abscisas se sitúan todos los elipsoides que cumplen $X/Y=1$. En ellos los ejes X e Y son iguales definiendo una sección circular, perpendicularmente a la cual se sitúa el eje corto (Z): son elipsoides chatos, oblatos, de forma parecida a la de una lenteja (Fig. 3c). En la línea inclinada 45° se situarán todos los elipsoides para los que las coordenadas vertical (X/Y) y horizontal (Y/Z) sean iguales. Sin más demostración al respecto, podemos asegurar que se trata de elipsoides de deformación plana a volumen constante. Finalmente, el campo comprendido entre la línea de 45° y el eje vertical contiene todos los elipsoides con geometría intermedia entre los de deformación plana y los prolatos, llamados elipsoides de constricción aparente (Fig. 3c). El campo situado entre la línea de 45° y el eje horizontal del diagrama sirve para proyectar los elipsoides intermedios entre los de deformación plana y los oblatos: elipsoides de aplastamiento aparente (Fig. 3c). La posición de las esferas en el origen del diagrama de Flinn implica que, cuanto más lejos nos encontremos de ese punto, mayor serán los valores de X/Y y/o Y/Z , es decir, mayor será la intensidad de la

Fig. 3. La deformación homogénea en tres dimensiones. Una esfera inicial (a) se transforma en un elipsoide de tres ejes (b) después de la deformación. Es posible dar cuenta de la variación en las formas que puede tener dicho elipsoide si se representan en el diagrama de Flinn, como se muestra en (c). En el diagrama de Flinn, cada elipsoide es un punto (ver texto principal).

Fig. 4. Esquema simplificado de un cinturón orogénico colisional en el que se han resaltado las estructuras que permiten el desplazamiento y superposición de grandes bloques litosféricos y que acomodan gran parte de la deformación del orógeno. Estas estructuras (mayoritariamente cabalgamientos, aunque también aparecen desgarres y estructuras extensionales) tienen un comportamiento frágil en la corteza superior, pero son esencialmente dúctiles en la mayor parte de la litosfera deformada.



deformación. Como es lógico, la representación bidimensional de la forma de figuras tridimensionales debe dejar de considerar algún elemento. En efecto, el diagrama de Flinn no es capaz de representar el valor absoluto de la longitud de los tres ejes del elipsoide, ni la orientación en el espacio de dichos ejes, ni la posición del elipsoide medido dentro de una estructura concreta, ni otros aspectos de la deformación como el cambio de volumen o el componente rotacional. Para superar estas limitaciones, los geólogos estructurales solemos combinar el uso de los diagramas de Flinn con el dibujo de secciones

de los elipsoides en mapas y con la proyección de sus ejes en diagramas de proyección esférica.

Veamos a continuación cómo estos aspectos del comportamiento dúctil de las rocas pueden ser transmitidos con más facilidad a los estudiantes en el campo y en el laboratorio, gracias a una estructura en cuyo interior los efectos de la deformación dúctil son especialmente evidentes: las zonas de cizalla dúctil.

LAS ZONAS DE CIZALLA DÚCTIL: UNA ÚTIL HERRAMIENTA DIDÁCTICA

Cuando dos placas con litosfera continental convergen y se origina un cinturón orogénico colisional, la deformación afecta de manera heterogénea a ambas cortezas. Grandes unidades de roca de dimensiones kilométricas son apiladas produciendo un fuerte engrosamiento cortical (Fig. 4). Las estructuras que permiten el emplazamiento de unos bloques de roca sobre otros pueden ser de cinemática variada (cabalgantes, transcurrentes e incluso extensionales), y son frágiles en la parte superior de la corteza. Pero estas grandes estructuras pasan a mostrar un comportamiento dúctil en profundidad (Fig. 2b). Tales estructuras, pieza fundamental de la geometría y evolución tectónica de los cinturones orogénicos, son las zonas de cizalla dúctil.

Las zonas de cizalla dúctil: algunas características estructurales

Desde el punto de vista estructural podemos definir una zona de cizalla como un volumen de roca, de geometría aproximadamente tabular, en cuyo interior se localiza la deformación (Fig. 5a). Una primera definición de esta estructura fue presentada por Ramsay

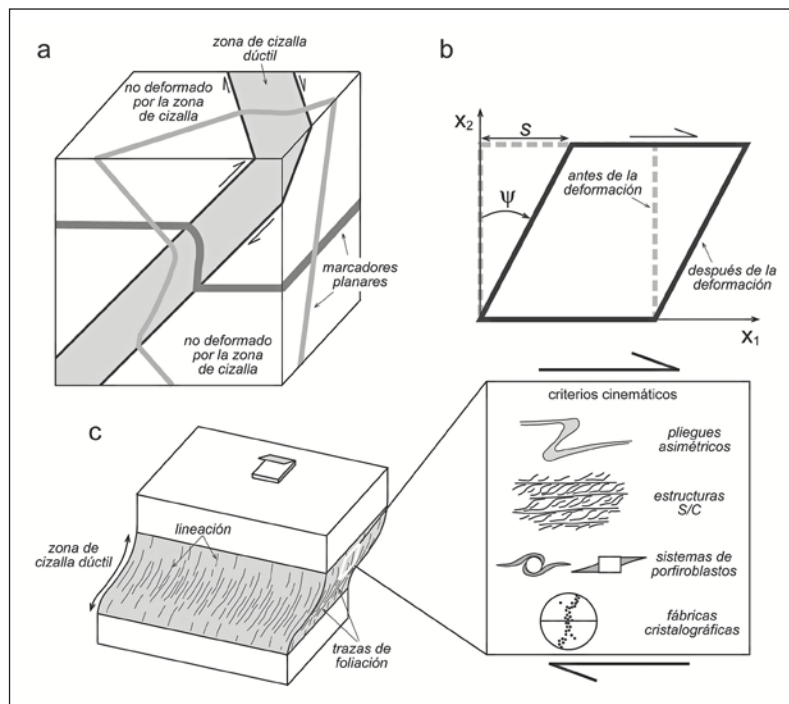


Fig. 5. (a) Bloque diagrama ilustrando las características de una zona de cizalla dúctil ideal. Se trata de un volumen tabular de roca, de límites planos y paralelos, donde se concentra la deformación, que no afecta al exterior de dicha zona. Se han dibujado dos marcadores planares previos para resaltar la deformación, que consiste en este caso en un desplazamiento paralelo a los bordes de la zona de cizalla. Otros componentes de deformación son también posibles en las zonas de cizalla naturales. (b) Sección bidimensional paralela a la dirección de desplazamiento (flecha asimétrica) mostrando la definición del tipo de deformación plana conocido como cizalla simple. El ángulo ψ es el único parámetro que se necesita para caracterizar la deformación (de ahí el calificativo de simple). La magnitud del desplazamiento producido es s . (c) Bloque diagrama correspondiente a una zona de cizalla dúctil en el que se destacan algunos de los elementos estructurales que suelen observarse en tales contextos y, en particular, las foliaciones y lineaciones y diversos tipos de criterios cinemáticos (estructuras asimétricas indicadoras del sentido de movimiento en la zona de cizalla). Es aconsejable buscar dichos marcadores cinemáticos en secciones perpendiculares a la foliación y paralelas a la lineación, aunque ésta no es una regla de validez universal.

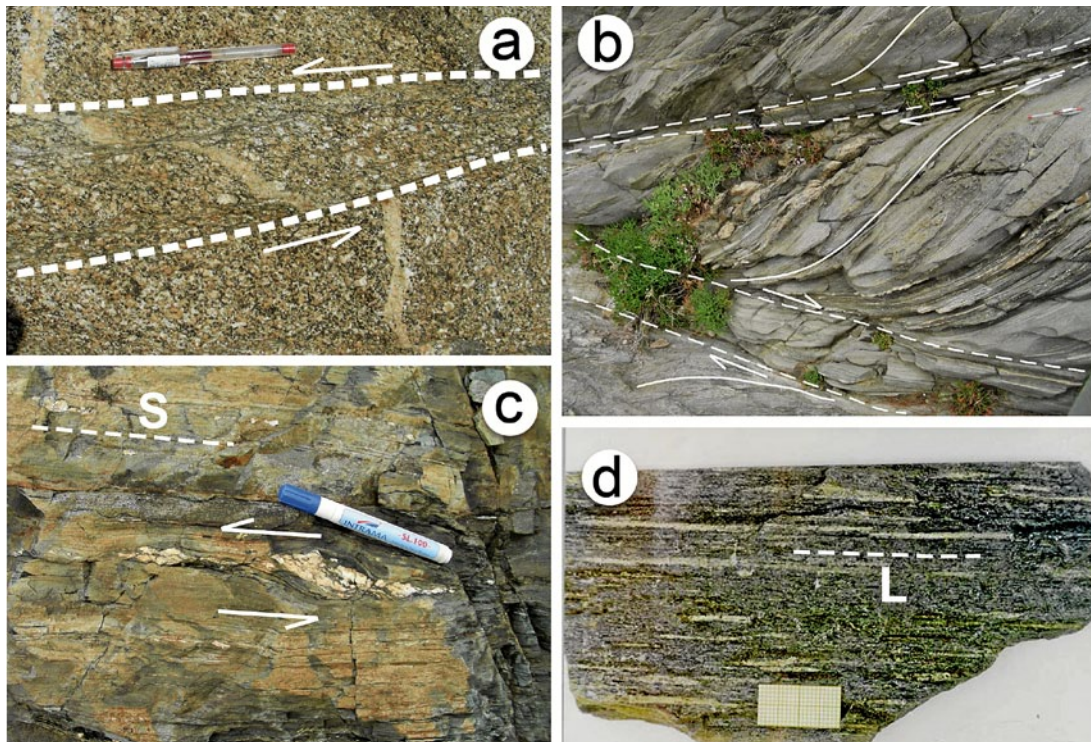


Fig. 6. (a) Zona de cizalla de espesor centimétrico y bordes no paralelos (líneas blancas discontinuas), desplazando con movimiento lateral izquierdo (flechas blancas) a un pequeño dique de aplita (granito de Rosas, Girona). (b) Zonas de cizalla coalescentes (bordes marcados con líneas blancas discontinuas, convergen hacia la izquierda), cuyo desplazamiento está indicado mediante las flechas blancas, y que afectan a una roca previamente foliada (Cap de Creus, Girona). La traza de la foliación anterior a las zonas de cizalla se señala con líneas blancas continuas. (c) Foliación milonítica (S) afectando a las metabasitas de Acebuches en la Zona de Cizalla Sudibérica. La traza de la foliación se marca con una línea blanca discontinua. La sección es perpendicular a la foliación y paralela a la dirección de movimiento en la zona de cizalla, observándose estructuras asimétricas que permiten deducir el sentido de movimiento en la zona de cizalla (flechas blancas). (d) Sobre los planos de la foliación ilustrada en la foto (c) es posible observar una orientación preferente de los cristales de anfíbol (tonos oscuros) y de plagioclasa (tonos claros), definiendo una lineación mineral y de estiramiento (L), cuya orientación está indicada con la línea blanca discontinua.

(1980). Aunque en su definición ideal los dos límites o bordes de las zonas de cizalla son planos y paralelos, lo habitual es que su geometría sea mucho más irregular (Fig. 6a), siendo también común la aparición de sistemas de zonas de cizalla con disposiciones ramificadas, anastomosadas o convergentes (Fig. 6b). Excelentes descripciones de las zonas de cizalla pueden encontrarse en textos clásicos como los de Ramsay y Huber (1983) y Passchier y Trouw (1996), ambos en inglés. Altamente recomendables son los textos más modernos de Fossen (2010) y de Bastida (2005, volumen II), este último con la ventaja añadida de estar redactado en castellano.

La función principal de las zonas de cizalla en los cinturones orogénicos es permitir el desplazamiento relativo de las grandes unidades corticales. La mejor manera de acomodar ese desplazamiento es mediante el tipo de deformación conocido como cizalla simple (Fig. 5b). Desde el punto de vista cinemático la cizalla simple puede describirse como flujo laminar. Otros tipos de deformación son posibles y han sido descritos en zonas de cizalla (cizalla pura, cambio de volumen), aunque generalmente actúan en combinación con la cizalla simple. Estas combinaciones son responsables de la complejidad estructural que se observa en las zonas de cizalla dúctil. Las estructuras que se generan en el interior de las zonas de cizalla dúctil son tan variadas que pueden abarcar el espectro casi completo de estructuras tectónicas¹ a todas las escalas: pliegues, *boudins*, tectofábricas planares y lineares (foliaciones y lineaciones), zonas de cizalla menores de distintas orientaciones y cinemática con

respecto a la principal, fábricas planares compuestas (estructuras de tipo S/C y similares), sistemas de porfiroblastos o porfiroclastos, fábricas cristalográficas, y un largo etcétera. Lo más interesante es que, cuando el componente de cizalla simple es importante, estas estructuras suelen mostrar una marcada asimetría. Este hecho permite utilizar tales estructuras para averiguar la dirección y el sentido de movimiento en la zona de cizalla (criterios cinemáticos, Fig. 5c; a este respecto puede verse también, por ejemplo, Simpson y Schmid, 1983). Además, podemos utilizar todo un conjunto de técnicas para determinar la magnitud del desplazamiento, incluida la medición de la deformación en el interior de la zona de cizalla (véanse a este respecto, por ejemplo, los didácticos ejercicios del libro de Ramsay y Huber, 1983). Con esa información seríamos capaces de reconstruir la evolución estructural de un antiguo cinturón orogénico.

Resulta evidente a partir de la descripción anterior que las zonas de cizalla dúctil, más allá de su importancia tectónica, son lugares privilegiados para estudiar el comportamiento dúctil de las rocas, e incluso para profundizar en el concepto mismo de deformación. En ese sentido, su interés didáctico es muy elevado y merecería ser más y mejor explotado. En el siguiente apartado vamos a mostrar algunas herramientas didácticas que pueden ser utilizadas en el campo o en el aula y que surgen naturalmente como intento de clarificación y de explicación científica de las observaciones que se hacen en la naturaleza.

La zona de cizalla Sudibérica

Para cumplir con los objetivos indicados en el apartado anterior, hemos escogido un ejemplo real: la zona de cizalla Sudibérica (Fig. 7), situada en el contacto entre la Zona de Ossa-Morena y la

¹ Las estructuras tectónicas citadas en el texto están descritas en los libros de texto referenciados en el artículo. También, en internet, existen numerosos recursos que incluyen definiciones, ilustraciones y animaciones sobre los diferentes tipos de estructuras

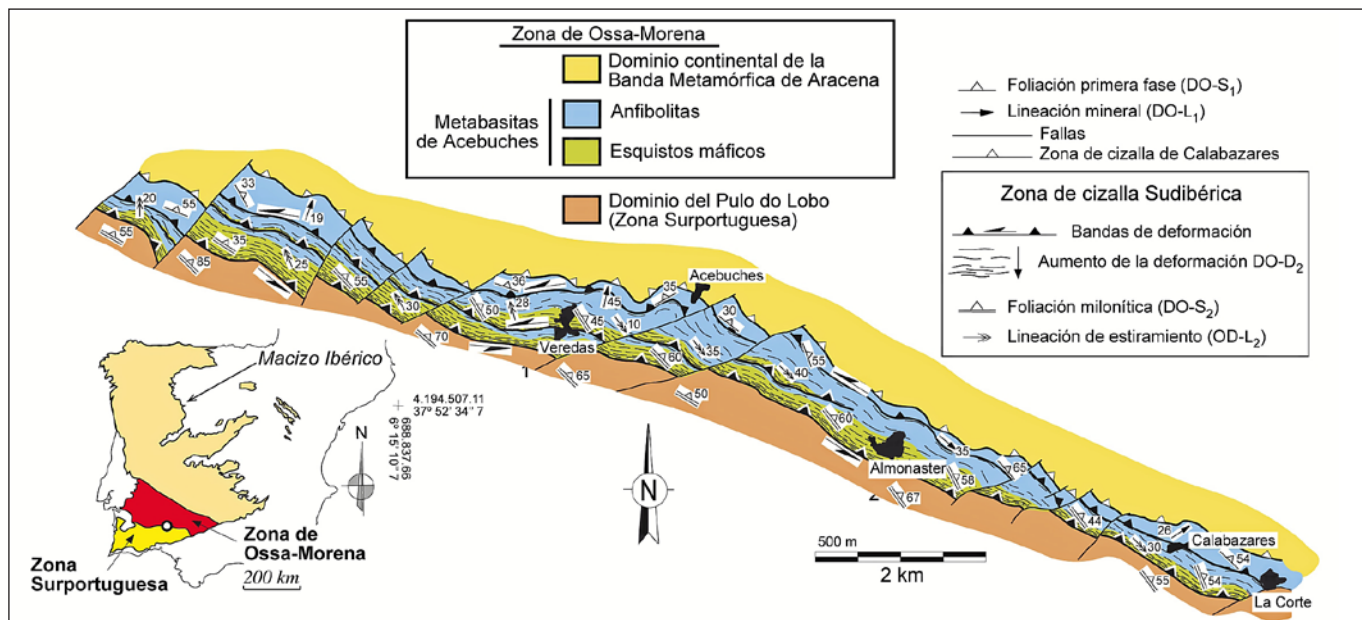


Fig. 7. Esquema de la zona de cizalla Sudibérica en los alrededores de la localidad de Almonaster la Real (provincia de Huelva). La situación aproximada de la región cartografiada se muestra mediante un círculo en el mapa de la península Ibérica.

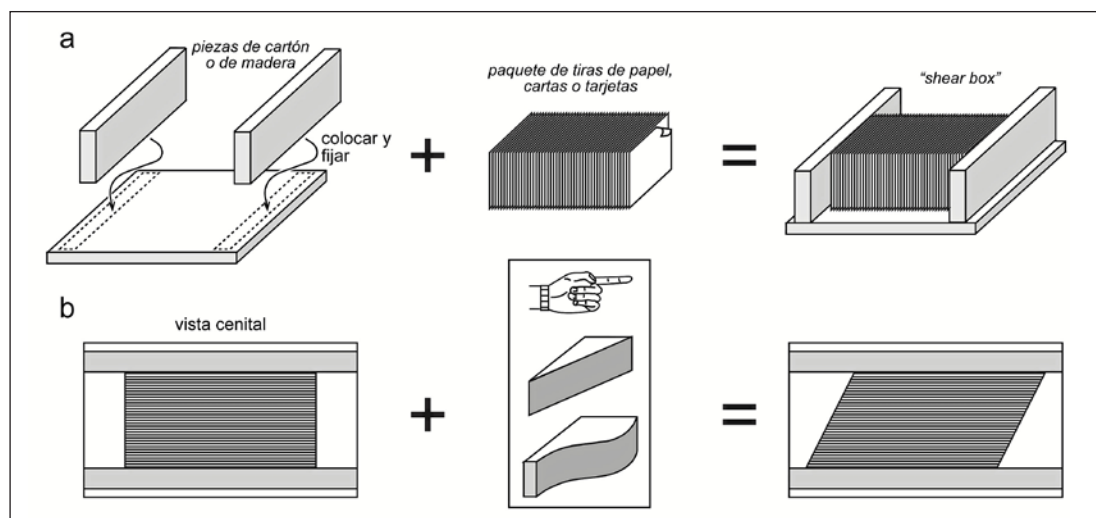
Zona Surportuguesa del Macizo Ibérico (norte de la provincia de Huelva). Descrita inicialmente por Crespo-Blanc y Orozco (1988), se trata de una gran zona de cizalla dúctil, de más de 100 km de longitud de afloramiento visible en la horizontal y que, localmente, puede superar los 300 m de espesor. Orientada en dirección ONO-ESE, buza de moderada a fuertemente hacia el N. De edad varisca, acomodó un desplazamiento lateral izquierdo de los materiales de la Zona de Ossa-Morena con respecto a los de la Zona Surportuguesa, con un componente menor cabalgante. De acuerdo con estudios estructurales recientes (p. ej., Díaz Azpiroz y Fernández, 2005) la zona de cizalla Sudibérica fue dominada por la cizalla simple, junto con un componente menor de cizalla pura, no habiéndose encontrado pruebas de la actuación de un cambio de volumen significativo. En el interior de la zona de cizalla, especialmente hacia su base, se observa una muy marcada foliación milonítica (Fig. 6c), sobre la que destaca una lineación mineral y de estiramiento (Fig. 6d). Veamos a continuación con detalle el posible uso de recursos didácticos que aprovechan las observaciones realizadas en la zona de cizalla para que los alumnos

entiendan con claridad el concepto de deformación dúctil. Una explicación más detallada de esta zona de cizalla y de su contexto tectónico puede ser encontrada en Díaz Azpiroz y Fernández (2009a, b) y en Fernández et al. (2012).

La deformación por cizalla simple. Simulación con una *shear box*

Una *shear box* (literalmente, caja de cizalla) es una sencilla herramienta que permite simular el funcionamiento de la cizalla simple y entender el concepto de elipse de deformación. Su construcción es muy fácil y puede realizarse con unas piezas de cartón y un paquete paralelepípedo de cartas, tarjetas o tiras de papel, preferiblemente que puedan deslizarse con facilidad unas respecto a otras (Fig. 8a). Es posible simular distintos tipos de cizallas simples mediante la *shear box*. Por ejemplo, si se dispone de cuñas triangulares simples (Fig. 8b) que se colocan a ambos lados del dispositivo produciendo un desplazamiento relativo de las cartas (llamaremos así en este trabajo a cada uno de los elementos utilizados para formar los paquetes descritos),

Fig. 8. (a) Procedimiento para el montaje de una *shear box*. Es conveniente preparar varios paquetes de cartas o tiras de papel para realizar tantos experimentos como se considere conveniente. (b) Procedimiento para cizallar el paquete de cartas utilizando las manos o cuñas de perfil variado (lineal, curvo).



se puede obtener una deformación homogénea. Si, por el contrario, las cuñas presentan una de sus caras onduladas (Fig. 8b), sería posible simular una deformación heterogénea. Por supuesto, también es posible obtener ambos tipos de deformaciones mediante manipulación manual de la *shear box*, sin utilizar las cuñas indicadas.

La elipse de la deformación

La primera utilidad de la *shear box* consiste en la obtención de una elipse de deformación que contiene la información básica de la cizalla simple aplicada. La elipse no es sino una sección bidimensional del elipsoide de deformación (Fig. 3b), que pasa por su centro. Dadas las características de la cizalla simple, la vista cenital de la figura 8b describe una sección perpendicular al plano de cizalla y paralela a la dirección de cizalla, y que contiene a los ejes X y Z del elipsoide (Fig. 3b), describiendo suficientemente los elementos principales de este tipo de deformación. Para obtener la citada elipse (cuyos ejes principales coincidirán con X y Z del elipsoide tridimensional) se dibuja en un paquete de cartas no deformado una circunferencia con el compás (Fig. 9a). Es deseable que el diámetro de la circunferencia abarque buena parte del espesor del paquete de cartas. Una vez aplicada una deformación homogénea (aspecto importante), la circunferencia se transformará en una elipse: la elipse de la deformación (Fig. 9b, f). En los niveles de educación secundaria no es preciso acompañar esta explicación con ecuaciones, mientras que en los primeros niveles universitarios la *shear box* ayuda a visualizar mejor las implicaciones de dichas ecuaciones, que pueden ser utilizadas junto con el experimento para confirmar las predicciones de la teoría en cuanto al cambio en la dirección de líneas de diferente orientación inicial (que pueden ser dibujadas como diámetros de la circunferencia inicial). En todos los casos es posible dibujar en el estado deformado los ejes principales de la deformación (Fig. 9b) y medir la relación entre la longitud de ambos ejes (R_s , relación axial o elipticidad). Con varios experimentos sucesivos que difieran en el desplazamiento aplicado en la *shear box* es fácil que los alumnos determinen (utilizando una gráfica) la relación de dependencia entre la magnitud del desplazamiento en una zona de cizalla (s) y la elipticidad de la elipse de la deformación (Fig. 9c): a mayor traslación, más intensa es la deformación registrada en la zona de cizalla (siempre que se mantenga su espesor constante). También es posible realizar otra gráfica que exprese la variación con el desplazamiento (s) del ángulo menor que forma el eje largo de la elipse con los bordes de la zona de cizalla (ángulo θ , ver Figs. 5b y 9b, d). Un resultado a destacar de esta última gráfica es la obtención teórica de la orientación de la foliación en una zona de cizalla. Por razones que discutiremos más adelante, la traza de la foliación se considera paralela al eje largo de la elipse, por tanto la foliación en las zonas de cizalla debe disponerse oblicua con respecto a sus bordes, disminuyendo dicho ángulo al aumentar la deformación y, por tanto, el desplazamiento absorbido por dicha cizalla.

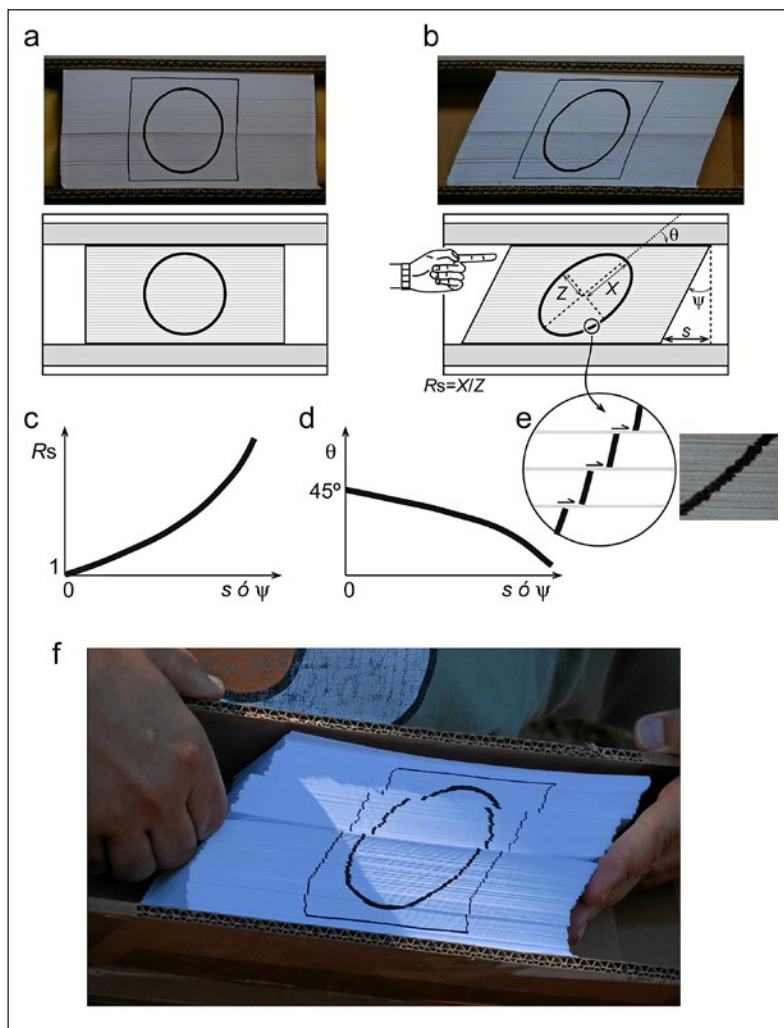
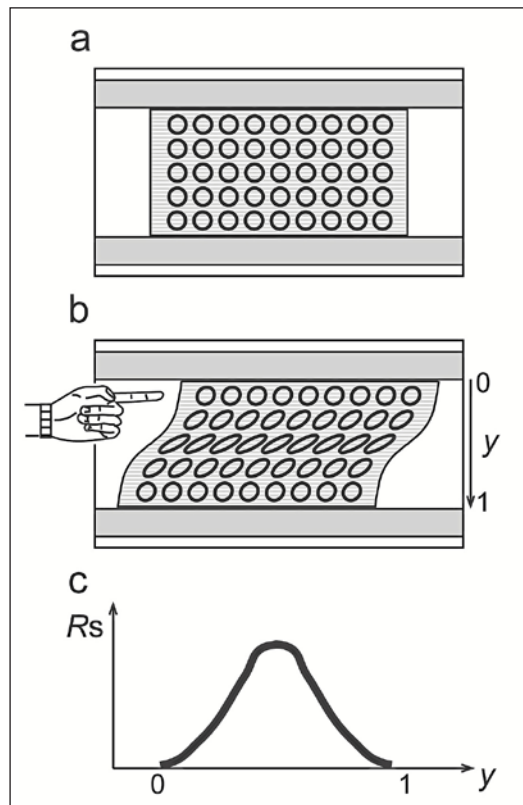


Fig. 9. (a) Fotografía de la *shear box* en el laboratorio, mostrando el dibujo de una circunferencia que simula el estado previo a la deformación; debajo se ha representado un esquema del dispositivo. (b) Fotografía del estado deformado mostrando la elipse de la deformación tras la simulación de una cizalla simple de una magnitud dada (s o ψ). El significado geométrico de estos términos se indica en el dibujo esquemático situado bajo la fotografía. En el texto se añade información adicional sobre la definición de los distintos parámetros significativos de la cizalla simple (véase también la Fig. 5). (c) y (d) Gráficas que expresan respectivamente la variación con el desplazamiento (s o ψ) de la relación axial de la elipse de la deformación (R_s) y del ángulo entre el eje X (eje largo de la elipse) y el borde de la zona de cizalla (θ). (e) Ampliación de un segmento de la elipse para demostrar que, a pequeña escala, la deformación es discontinua y heterogénea, debido al desplazamiento relativo entre las cartas. (f) Ejemplo de uso de la *shear box* en el campo simulando la formación de una elipse de deformación por cizalla simple. Compárese con el esquema mostrado en (b).

La deformación heterogénea

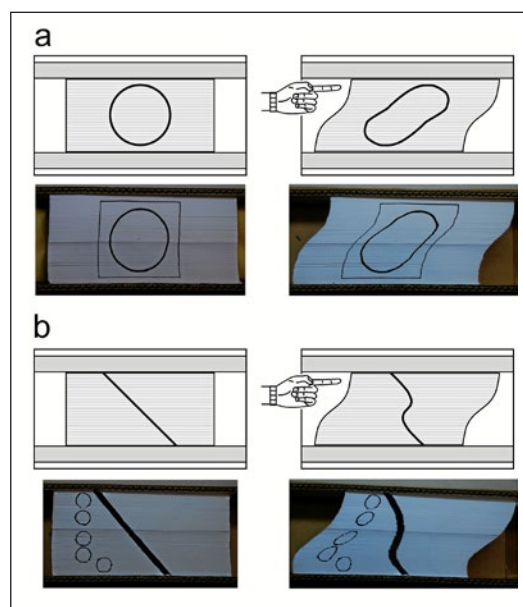
La primera observación que se puede hacer a este respecto tiene que ver con la propia naturaleza de la *shear box*. En ella, la deformación es siempre estrictamente heterogénea, considerando que cada carta limita mediante una superficie deslizante con la adyacente. Sin embargo, cuando consideramos un paquete de cartas con gran número de elementos, visto desde la suficiente distancia, la deformación parece continua y homogénea. Puede animarse a los alumnos a que comprueben esta afirmación de la siguiente manera: observar primero a simple vista (si es necesario podemos alejarnos de la *shear box*) la elipse producida bajo deformación “homogénea”;

Fig. 10. Uso de la shear box para simular una deformación heterogénea (vista cenital). (a) Estado inicial con un conjunto de pequeñas circunferencias dibujadas en el paquete de cartas. (b) Situación final tras aplicar una deformación por cizalla simple con desplazamiento variable. (c) Diagrama que muestra la variación en la relación axial de las elipses con la distancia perpendicular a los bordes de la zona de cizalla. La curva obtenida indica deformación heterogénea. Una deformación homogénea (como la de la Fig. 8b) habría generado una recta horizontal.



parece continua (Fig. 9b). Acercar a continuación una lupa a la traza de la elipse, comprobando (Fig. 9e) que, observada de cerca, la traza está constituida en realidad por segmentos escalonados: la deformación se concentra en los límites entre cada elemento, donde es además discontinua. Propiamente hablando, no se trata de un defecto de la *shear box*. Bajo deformación dúctil, a escala submicroscópica, las redes cristalinas de los minerales se deforman de manera muy parecida a una *shear box*, debido al desplazamiento de infinidad de pequeños defectos cristalinos conocidos como dislocaciones, cada uno de los cuales produce un minúsculo escalonamiento en el borde de cada cristal. A escalas superiores (micro a megascópicas), esa multitud de pequeños

Fig. 11. Aplicación de una deformación heterogénea en la shear box (vista cenital) para demostrar la aparición de (a) una forma compleja, sigmoidal partiendo de una circunferencia inicial y de (b) un pliegue asimétrico a partir de una línea recta inclinada con respecto a los bordes de la zona de cizalla. En todos los casos se muestra la figura esquemática del experimento (encima) y su fotografía (debajo). La columna de la izquierda corresponde al estado inicial, previo a la deformación, y la columna de la derecha al estado deformado. Obsérvese en la figura inferior derecha cómo las elipses de la deformación varían en orientación y elipticidad de unos puntos a otros, evidenciando el carácter heterogéneo de la deformación.



escalonamientos es vista como una deformación continua y, en su caso, homogénea. Este hecho permite que los alumnos reflexionen sobre un aspecto esencial en Geología Estructural: la importancia de la escala de observación de las estructuras, lo que puede llevar incluso a una discusión animada sobre los límites de la fractalidad en el estudio de las estructuras geológicas.

Formación de estructuras asociadas a deformación heterogénea

Otra posible manera de visualizar la deformación heterogénea es preparar un nuevo paquete de cartas con multitud de pequeñas circunferencias dispuestas en filas y columnas (Fig. 10a). Tras aplicar la deformación heterogénea, cada circunferencia da lugar a una elipse de diferente relación axial (Fig. 10b). En este experimento es posible también discutir con los estudiantes el significado de los gradientes de la deformación, es decir, de la variación de la intensidad de la deformación (elipticidad) con la distancia medida en dirección perpendicular a los bordes de la zona de cizalla. Al igual que en el caso anterior, se recomienda elaborar una gráfica, ahora mostrando la variación de la relación axial con la distancia (Fig. 10c). En cursos universitarios dicha gráfica puede ser utilizada para establecer la magnitud del desplazamiento (véase Ramsay y Huber, 1983, Session 3). Los resultados de este experimento permiten dar una explicación sencilla a la formación de sigmoides de la foliación y estructuras S/C (Fig. 5c), aun reconociendo que en el desarrollo de tales estructuras intervienen procesos más complejos que la cizalla simple heterogénea. En la zona de cizalla Sudibérica la penetratividad (grado de desarrollo) que presentan las estructuras miloníticas disminuye hacia techo, pudiendo explicarse (de acuerdo con los resultados de la *shear box*) como el resultado de una deformación heterogénea con descenso de la deformación hacia techo. La deformación heterogénea puede ser visualizada de otra manera mediante el paquete de cartas con la gran circunferencia utilizada para la deformación homogénea (Fig. 9a). Si aplicamos la deformación heterogénea a esta figura, veremos que el resultado no es una elipse, sino una geometría compleja que recuerda la de algunos objetos naturales (Fig. 11a). Hoy en día sabemos que los pliegues, tan abundantes en muchas zonas de cizalla, resultan como consecuencia de inestabilidades en el flujo, que se desvía del modelo de cizalla simple, o también por la presencia de cuerpos de distinta reología o con anisotropías mecánicas. A pesar de ello, y únicamente como recurso didáctico, podemos simular también pliegues por cizalla simple heterogénea. Para comprobar esto, preparar un nuevo paquete de cartas dibujando una línea recta oblicua con respecto a los bordes de la zona de cizalla (Fig. 11b). Aplicando la deformación heterogénea con la *shear box* se puede comprobar que la línea se curva definiendo un pliegue asimétrico. El profesor debe ser consciente de que este mecanismo de deformación heterogénea pasiva no es el proceso habitual por el que se forman los pliegues en las zonas de cizalla, pero sirve para ilustrar resultados de los experimentos y de la teoría que originan estructuras similares a las naturales, y que pueden servir para enfrentar dichas teorías con la realidad.

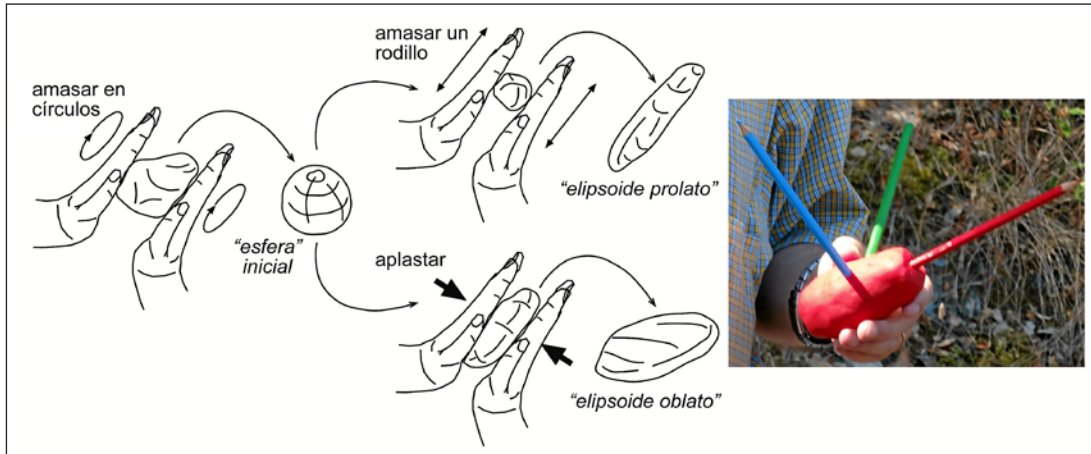


Fig. 12. Ejercicio de manejo de plastilina para simular las distintas formas de los elipsoides de la deformación. Amasando la plastilina como se indica en la figura es posible obtener formas cercanas a una elipse y a los elipsoides prolatos y oblatos. A la derecha se muestra un elipsoide moldeado en el campo, con plastilina. Los lápices de colores se insertan marcando la orientación de los ejes principales del elipsoide (rojo: eje X; azul: eje Y; verde: eje Z). El modelo de elipsoide puede ahora llevarse al afloramiento para mostrar la relación geométrica entre los ejes principales de la deformación y los diferentes elementos estructurales visibles en el campo.

Pese a su utilidad para ilustrar algunos procesos sencillos de deformación, como los que se desarrollan en muchas zonas de cizalla, la *shear box* presenta limitaciones para profundizar en un conocimiento más completo de la deformación dúctil. Se trata esencialmente de una herramienta para producir deformaciones planas, bidimensionales. Pero en muchos casos la deformación homogénea natural es más compleja, mostrando formas tridimensionales que no pueden ser completamente entendidas mediante una sencilla *shear box*. A este aspecto le dedicaremos la siguiente sección de este trabajo.

FOLIACIONES Y LINEACIONES. LA UTILIDAD DE LA PLASTILINA PARA ENTENDER DEFORMACIONES TRIDIMENSIONALES

Es posible acercarse al concepto más general de la deformación dúctil tridimensional ilustrado en la figura 3, y no necesariamente circunscrito al problema de las zonas de cizalla, mediante unos sencillos experimentos realizados con bolas de plastilina.

Uso de la plastilina para simular las distintas formas de elipsoides de deformación

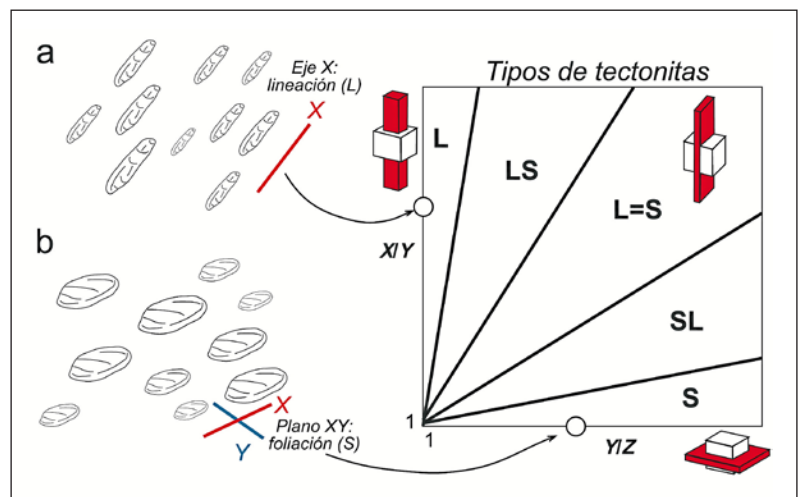
Con objeto de que los estudiantes visualicen con claridad las formas más sencillas de los elipsoides de deformación, se recomienda la siguiente actividad. Se coloca en lugar visible un diagrama de Flinn similar al de la figura 3c. Se les reparten porciones de plastilina, similares a la del profesor quien dispone además de bolígrafos o varillas de diferentes colores exteriores para simular los tres ejes del elipsoide. Tal y como se muestra en la figura 12, el profesor moldea la plastilina simulando las diferentes geometrías de los elipsoides mostradas en el diagrama de Flinn, comenzando por la esfera, animando a los alumnos a seguirle. Las varillas son insertadas en las posiciones adecuadas simulando los tres ejes de cada elipsoide.

Modelo sencillo de desarrollo de fábricas tectónicas (foliaciones y lineaciones)

La utilidad de la práctica explicada va más allá de la mera comprensión de la geometría de los

elipsoides de deformación. A partir de las formas obtenidas se puede pedir a los estudiantes que coloquen todos sus elipsoides prolatos juntos y con la misma orientación de sus ejes X para demostrar el desarrollo de una lineación tectónica en las rocas (Fig. 13a). De la misma manera, pueden simular una foliación disponiendo un conjunto de elipsoides oblatos con sus planos XY paralelos (Fig. 13b). Este ejercicio da en realidad una imagen muy simplista e idealizada de la gran variedad de mecanismos que realmente dan lugar a foliaciones y lineaciones, pero puede servir a los estudiantes para entender mejor el significado de esos elementos estructurales tan comunes en las rocas. Puede demostrarse también con esta técnica que el plano de foliación es aproximadamente paralelo al plano XY del elipsoide de deformación, mientras que la lineación coincide con el eje X. Por último, el diagrama permite entender cómo la morfología de la fábrica plano-linear observable en las rocas deformadas en zonas de cizalla dúctil naturales (por ejemplo, Fig. 6c y d) guarda relación con la geometría del elipsoide de deformación. Por supuesto que las aplicaciones de estos sencillos experimentos son muy generales, ya que aluden al concepto fundamental de deformación, por lo que exceden la mera comprensión del desarrollo concreto de fábricas en zonas de cizalla dúctil. Por poner un solo ejemplo adicional, pueden utilizarse también para explicar el desarrollo de foliaciones en relación con pliegues de distintos tipos.

Fig. 13. Los elipsoides prolatos (a) y oblatos (b) obtenidos por la clase mediante el ejercicio indicado en la figura 12 pueden ser dispuestos de manera que se simule el desarrollo de una lineación, L (a) y de una foliación, S (b).



CONCLUSIONES

La tesis principal de este trabajo es que las rocas son objetos esencialmente dúctiles en nuestro planeta, por lo que merece la pena que los estudiantes de últimos cursos de secundaria se aproximen al conocimiento de la deformación dúctil, aunque resulte un poco alejado de su experiencia cotidiana con las rocas. Para ello basta con acompañar unos sencillos conocimientos teóricos (que pueden ser ilustrados con el uso de plastilina o pasta de silicona) de una serie de actividades baratas y de fácil realización. Se sugiere construir un sencillo aparato, llamado *shear box*, para ilustrar las características e implicaciones de la deformación en dos dimensiones, tanto homogénea como heterogénea. Es posible realizar con la *shear box* tandas de experimentos muy rápidas y sencillas, que permitirán elaborar gráficas en clase a partir de las cuales se pueden discutir diversos aspectos de la deformación con los alumnos y profundizar en la materia. De paso, pueden servir para demostrar que la Geología es también una ciencia experimental y para argumentar con ellos acerca del método científico. Otra técnica recomendada consiste en el uso de plastilina para simular la geometría de los tipos básicos de elipsoides de deformación (deformación en tres dimensiones) y aplicar esos conocimientos para entender el desarrollo de elementos de aparición habitual en rocas deformadas dúctilmente, como las foliaciones y lineaciones. Lo ideal sería utilizar estas técnicas didácticas junto con las visitas a zonas de campo en las que afloran rocas que hayan sufrido una intensa deformación dúctil (como zonas de cizalla), para que los estudiantes puedan comprobar que lo explicado en el aula, o directamente en el campo, no es una mera abstracción, sino que puede aplicarse con éxito para entender el comportamiento de las rocas en zonas de fuerte deformación. Dichas zonas de cizalla dúctil son abundantes en nuestro país, esencialmente en las regiones de basamento paleozoico.

AGRADECIMIENTOS

Deseamos mostrar nuestra gratitud a los responsables de la AEPECT y a los participantes en la excursión "Geología de la Sierra de Huelva: Una antigua sutura entre continentes", desarrollada durante el XVII Simposio sobre Enseñanza de la Geología, celebrado en Huelva y su provincia del 9 al 14 de Julio de 2012, por el gran interés y afán participativo con los que asistieron a dicha actividad. Este trabajo surge de la amable invitación de los editores de "Enseñanza de las Ciencias de la Tierra" para compartir con los lectores algunas de las aportaciones didácticas que se desarrollaron durante esa excursión. Una parte muy significativa de este trabajo no habría sido posible sin la labor de nuestros colegas de la Universidad Pablo de Olavide, Inmaculada Expósito y Juan Carlos Balanyá, a los que debemos reconocer su contribución durante años a la difícil tarea de la enseñanza de las Ciencias de la Tierra. Las cuidadosas revisiones que Juan Carlos Balanyá y Jordi

Carreras realizaron del manuscrito original han sido de gran utilidad para mejorar el trabajo; a ambos dirigimos nuestro más cordial agradecimiento.

BIBLIOGRAFÍA

- Bastida, F. (2005). *Geología: Una Visión Moderna de las Ciencias de la Tierra* (Vol. II). Ed. Trea, Gijón, 1031 p.
- Borg, I. y Handin, J. (1966). *Experimental Deformation of Crystalline Rocks*. Elsevier, Amsterdam, 120 p.
- Crespo-Blanc, A. y Orozco, M. (1988). The Southern Iberian Shear Zone: a major boundary in the Hercynian folded belt. *Tectonophysics*, 148, 221-227.
- Díaz Azpiroz, M. y Fernández, C. (2005). Kinematic analysis of the Southern Iberian shear zone and tectonic evolution of the Acebuches metabasites (SW Variscan Iberian Massif). *Tectonics*, 24, doi: 10.1029/2004TC001682.
- Díaz Azpiroz, M. y Fernández, C. (2009a). El contacto entre las metabasitas de Acebuches y los esquistos del Pulo do Lobo. En: Olías, M. et al. (Eds) *Geología de Huelva: Lugares de Interés Geológico*. Servicio de Publicaciones, Universidad de Huelva, 84-85.
- Díaz Azpiroz, M. y Fernández, C. (2009b). Estructuras asociadas a las metabasitas de Acebuches y a la Zona de Cizalla Sudibérica. En: Olías, M. et al. (Eds) *Geología de Huelva: Lugares de Interés Geológico*. Servicio de Publicaciones, Universidad de Huelva, 86-87.
- Engelder, J.T. (1993). *Stress Regimes in the Lithosphere*. Princetown University Press, Princetown, 492 p.
- Fernández, C., Díaz Azpiroz, M. y Castro, A. (2012). Geología de la Sierra de Huelva: Una antigua sutura entre continentes. En: Sáez, R., Moreno, C. y Ruiz de Almodóvar, G. (Eds) *Geología de la Provincia de Huelva*. Servicio de Publicaciones de la Universidad de Huelva, 51-66.
- Flinn, D. (1962). On folding during three dimensional progressive deformation. *Quarterly Journal of the Geological Society, London*, 118, 385-428.
- Fossen, H. (2010). *Structural Geology*. Cambridge Univ. Press, Cambridge, UK, 463 p.
- Hallam, A. (1976). *De la Deriva de los Continentes a la Tectónica de Placas*. Labor, Barcelona, 173 p.
- Jaeger, J.C. y Cook, N.J.W. (1976). *Fundamentals of Rock Mechanics*. Chapman & Hall, London, 475 p.
- Moores, E.M. y Twiss, R.J. (1995). *Tectonics*. Freeman, New York, 415 p.
- Paterson, M.S. y Wong, T. (2005). *Experimental Rock Deformation – The Brittle Field*. Springer, Berlin, 347.
- Passchier, C.W. y Trouw, R.A.J. (1996). *Microtectonics*. Springer Verlag, Berlin, 289 p.
- Ramsay, J.G. (1980). Shear zone geometry: a review. *Journal of Structural Geology*, 2, 83-99.
- Ramsay, J.G. y Huber, M.I. (1983). *The Techniques of the Modern Structural Geology. Volume 1: Strain Analysis*. Academic Press, London, 307 p.
- Ranalli, G. (1987). *Rheology of the Earth*. Allen & Unwin, Boston, 436 p.
- Simpson, C. y Schmid, S. (1983). An evaluation of criteria to determine the sense of movement in sheared rocks. *Bulletin of the Geological Society of America*, 94, 1281-1288. ■

Fecha de recepción del original: 26/10/2012
Fecha de aceptación definitiva: 28/01/2013