

## Una visión moderna de la orogénesis en el ámbito de la tectónica de placas

### *A modern vision of orogenesis in the field of plate tectonics*

**LUIS CARCAVILLA URQUÍ**

*Instituto Geológico y Minero de España. C/Ríos Rosas 23, 28003 Madrid. E-mail: l.carcavilla@igme.es*

**Resumen** La teoría de la Tectónica de Placas proporcionó una explicación satisfactoria al origen y distribución de las cordilleras en el planeta fundamentalmente situadas en zonas de colisión entre placas. El modelo original sigue siendo válido hoy en día, aunque matizado en muchos de sus aspectos. El descubrimiento de zonas de subducción continental introdujo algunos cambios en los modelos de colisión entre placas y la formación de orógenos. La presencia de rocas y minerales de ultra alta presión llevó a reinterpretar procesos como los que se dan en el llamado canal de subducción para explicar, no sólo cómo podían formarse esas rocas, sino cómo podían aflorar en superficie. Las zonas de subducción fueron reinterpretadas como vías de “ida y vuelta”, con importantes consecuencias para la evolución de la litosfera y del propio manto. Por otro lado, nuevos avances tecnológicos han permitido descubrir aspectos relacionados con la acreción y flujo de los magmas en la corteza. Así, en la última década se han reinterpretado los procesos que llevan a la formación y evolución de grandes masas plutónicas y se ha descubierto que, bajo determinadas condiciones de presión y temperatura, los magmas pueden desplazarse lateralmente centenares de kilómetros, en un proceso llamado canal de flujo que explica la evolución de los orógenos. En el artículo se revisan estas novedades y se relacionan entre sí para dar una visión más completa de los procesos implicados en la formación de las grandes cordilleras.

**Palabras clave:** Cordilleras, orógenos, tectónica de placas, subducción.

**Abstract** *Plate Tectonics gave a satisfactory explanation of the origin and distribution of the mountain ranges on the planet. The original model of the continental collision and the formation of orogens remains valid, although it has been nuanced in many aspects. The main discovery that redesigned the initial model of the continental collision was the verification of continental subduction. The discovery of ultra-high-pressure rocks and minerals led to a reinterpretation of processes such as mantle channel, to explain not only how these rocks could form but also how they could reach the surface. The subduction zones were reinterpreted as “go and back” routes, with important consequences for the evolution of the lithosphere and mantle. On the other hand, new technological advances have allowed to discover aspects related to the flow of the magmas in the crust. Thus, in the last decade the processes that lead to the formation and evolution of large plutonic masses have been reinterpreted and it has been discovered that, under certain conditions of pressure and temperature, magmas can move laterally for hundreds of kilometers in a process called “channel flow” that explains the evolution of the orogens. In the article, these new features are reviewed and related to each other to give a more complete view of the processes involved in the formation of the great mountain ranges.*

**Keywords:** *Mountain ranges, orogens, plate tectonics, subduction.*

## INTRODUCCIÓN

La teoría de la Tectónica de Placas proporcionó, a comienzos de los años 70 del siglo XX, una explicación satisfactoria sobre el origen y distribución

de las cordilleras en el planeta mediante la colisión continental (Oreskes, 2003, Frisch, 2011; Carcavilla, 2016). Estos se entendían como cinturones estrechos y altamente deformados de la litosfera producidos por colisión continental, cuya formación



Fig 1. El Himalaya, ejemplo de orógeno aún activo resultado de la colisión continental entre India y Asia.

implicaba una serie de procesos como compresión, plegamiento y fracturación de bloques de la corteza, flexura de la litosfera, metamorfismo y magmatismo. El resultado conllevaría importantes cambios en la distribución, estructura y composición de las rocas, además de propiciar la elevación del relieve (Fig. 1).

La teoría se formuló hace más de 60 años y, aunque se ha avanzado mucho en el conocimiento detallado de los procesos implicados en la colisión continental, todavía se desconocen muchos aspectos concretos y de interacción entre ellos. En los últimos años, la evolución de las técnicas sísmicas ha permitido caracterizar la geometría de las zonas de subducción y los progresos en la modelización geodinámica, geoquímica e isotópica han proporcionado importante información de los procesos involucrados en estas zonas de colisión, abriendo una nueva época en el entendimiento de los procesos orogénicos.

En lo que se refiere a orógenos y colisión continental, la teoría de la Tectónica de Placas se ha desarrollado en tres fases. En primer lugar con el descubrimiento de las dorsales oceánicas, se fundaron las bases de la teoría y se pasó de la deriva continental a la expansión oceánica. Tras descubrir las zonas de creación de nueva corteza oceánica se identificaron las fosas oceánicas como los sectores donde esta corteza relativamente densa se sumerge bajo los continentes, proceso que se denominó subducción. En una última etapa se avanzó al asumir que la corteza continental también podía subducir e introducirse en el manto. Esto proporcionaba un nuevo contexto geodinámico para los procesos tectónicos por acreción y ensamblamiento a través de colisiones entre arco-continente o continente-continente, generando rocas de metamorfismo de ultra alta presión. En esta tercera etapa también se definió que la colisión continental puede incluso afectar a las corrientes de convección en el manto, ya que la corteza que ha subducido profundamente es procesada en el canal existente bajo la cuña del man-

to, modificando termodinámicamente la zona.

En estos nuevos aspectos, desarrollados en los últimos 15 años, se centra este artículo, ya que sin duda son los más novedosos y desconocidos. Aunque todos ellos están relacionados con la formación de montañas, los tres primeros tienen que ver directamente con cómo se produce la colisión continental, mientras que los siguientes dos se refieren a consecuencias de la misma en la litosfera.

## LOS CONTINENTES TAMBIÉN SUBDUCEN

La colisión continental se produce cuando dos continentes se ponen en contacto en un límite de placas convergente. Genera los denominados cinturones orogénicos, regiones en las que se engrosa la corteza continental y se crea nueva por procesos magmáticos. Desde finales de los años 70 del siglo XX, se asume que en las zonas de subducción una placa oceánica se introduce bajo otra, ya sea también oceánica o continental. Durante este proceso, las rocas sufren diversos procesos de transformación debido a cambios en la presión y temperatura, que se ven reflejados en metamorfismo, deformación y fusión. Estas condiciones cambian según la profundidad de subducción alcanzada hasta llegar a una fusión generalizada de la placa subducida y su desaparición en la astenosfera, dependiendo de variables como la edad de la placa que subduce, la velocidad de subducción o la edad y espesor de la placa suprayacente (Zheng *et al.*, 2015).

A mediados de los años 80 este modelo geodinámico tuvo que ser redefinido debido a dos sorprendentes descubrimientos casi simultáneos. Tanto en unas cuarcitas de los Alpes italianos (Chopin, 1984, 2003) como en unas eclogitas noruegas (Smith, 1984) fueron hallados pequeños cristales de coesita, un polimorfo del cuarzo que solo se forma en condiciones extremas de presión. Pocos años después aparecieron microdiamantes en rocas metamórficas de Kazakhtán (Sobolev y Shattsky, 1990). La coesita y el diamante se encontraron en rocas





Fig 2. Matterhorn o Cervino, montaña a cuyos pies aparecen rocas que certifican que en la formación de los Alpes hubo subducción continental.

continentales y se formaron en condiciones de presión y temperatura propias del manto, indicando por tanto que rocas corticales habían subducido hasta profundidades superiores a los 80 km y habían vuelto a la superficie. A diferencia de la corteza oceánica formada mayoritariamente por basaltos y gabros de alta densidad, según el esquema original de la tectónica de placas la corteza continental no podría subducir en el manto debido a su naturaleza félsica y baja densidad. Estos hallazgos demostraban inequívocamente que la subducción de la corteza continental era posible. En consecuencia, el modelo geodinámico de la subducción debía de reinterpretarse, ya que entender cómo y por qué se produce la subducción continental iba a ser esencial para reconstruir la formación y evolución de las cordilleras. Al fin y al cabo, la subducción continental es el paso previo a la colisión continental y a la formación de orógenos, por lo que se ha convertido en una de las cuestiones clave de la Tectónica de Placas en el siglo XXI (Zheng *et al.*, 2015).

El estudio de las rocas que “han vuelto del interior terrestre” abrió además nuevos horizontes en la petrología. Debido a las extremas condiciones de presión y temperatura a las que son sometidas estas láminas litosféricas que subducen, el contexto se denominó metamorfismo de ultra alta presión (Ultra high pressure, UHP). En total, se ha encontrado en todo el planeta una veintena de localidades en las que afloran rocas que contienen minerales formados en condiciones de UHP, desde los Alpes al Himalaya, pasando por Noruega, Papúa Nueva Guinea y China (Gilotti, 2013). También hay afloramientos, pero más escasos, en África, América y La Antártida (Zheng *et al.*, 2015). Esta distribución nos indica la presencia de antiguos y actuales orógenos y refleja que los minerales de UHP son más abundantes de lo que inicialmente se pensaba (Liou y Tsujimori, 2013). Su utilidad va más allá de dar pistas acerca de

cómo se produce la subducción y cómo se desarrollaron las etapas previas a la colisión continental en diversos orógenos, ya que la exhumación de estas rocas también nos habla del funcionamiento y condiciones del manto y de los procesos que permiten alcanzar la superficie a rocas formadas en profundidad, creando un nuevo campo de investigación en petrología (Gilotti, 2013).

Los minerales índice de metamorfismo de UHP (coesita y diamante) indican condiciones mantélicas, con profundidades de al menos 80 km (Zheng, 2009). En concreto, para que se forme la coesita las condiciones deben ser de unos 90 km de profundidad y 690-750 °C de temperatura (Searle, 2013), mientras que para los diamantes metamórficos se requieren como poco 800 °C y una presión equivalente a 130 km de profundidad (Schert y O'Brien, 2013) (Fig. 3). Estos minerales habitualmente aparecen en eclogitas, unas rocas metamórficas de alta

Fig. 3. Distribución de los minerales índice de metamorfismo de UHP formados durante la subducción de la corteza continental. Modificado de Zheng *et al.* (2015).

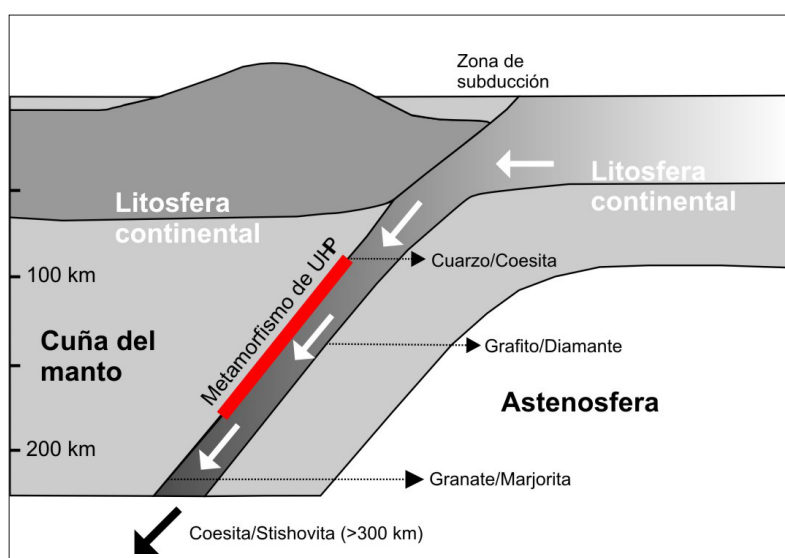




Fig. 4. Detalle de una eclogita procedente de los Alpes. Zermatt (Suiza).

presión con granate y una variedad de piroxeno verde llamada omfacita (Fig. 4). Otros minerales índice de condiciones de UHP son la stishovita o la majorita (Schert y O'Brien, 2013).

Las condiciones de presión y temperatura necesarias para formar minerales de UHP indican que, incluso en cortezas engrosadas hasta el doble de lo normal, como ocurre en el Tíbet, no se dan condiciones suficientes para su formación, lo que significa que han tenido que formarse obligatoriamente a presiones que sólo se dan en el manto. Las asociaciones minerales encontradas en algunas de las rocas procedentes de localidades de Suiza (Dobrzhinskaya *et al.*, 1996), China (Liu *et al.*, 2007) y Noruega (Spengeler *et al.*, 2006) nos hablan de rocas de la corteza continental que alcanzaron los 350 km de profundidad.

La subducción de la corteza continental responde a un equilibrio de fuerzas. Lo que realmente provoca el hundimiento de la litosfera continental en el manto es el "tirón" que ejerce la litosfera oceánica subducida previamente. Además, cuando la litosfera que está subduciendo alcanza unos 100 kilómetros de profundidad, las altísimas presiones y temperaturas (más de 500 °C y 15 kbar) transforman el basalto de la corteza oceánica en otra roca llamada eclogita (Guillot *et al.*, 2000). La eclogitización aumenta la densidad de la roca en un 10% aproximadamente, y este aumento de densidad propicia un "tirón" añadido hacia el interior del manto. Si el empuje hacia el manto de la corteza oceánica que subduce es lo suficientemente intenso, ese efecto "arrastrará" a la corteza continental adosada, provocando la subducción continental.

El destino de la corteza continental implicada en la subducción será permanecer acoplada al manto litosférico infrayacente y subducir con el resto de la placa, o desacoplarse mecánicamente del manto litosférico infrayacente y acrecionarse tectónicamente a la placa superior e incorporarse al orógeno que se esté formando.

La subducción continental altera la litosfera de varias maneras, incluyendo deformación y engrosamiento, alteración y metasomatismo en la interfase

corteza-manto y fusión parcial en condiciones de alta o ultra alta presión (Zheng, 2015). Estos procesos afectan no solo a la placa que subduce, sino también a la que se sitúa por encima y a la cuña del manto, pues aumenta la heterogeneidad composicional, geoquímica y térmica de éste último. Así, la subducción de la corteza continental proporciona información sobre crecimiento y reciclaje cortical, geoquímica del manto, fusión en zonas de subducción, procesos colisionales en general, y evolución de la tectónica de placas a lo largo del tiempo. En las siguientes páginas veremos los procesos que tienen lugar durante la subducción continental y los que permiten la vuelta a la superficie de las rocas de la litosfera que han penetrado por subducción en el manto.

## ENTRANDO EN EL CANAL

Para poder explicar la vuelta a la superficie de rocas que han subducido, los geólogos pensaron que lo más sencillo era que lo hicieran por el mismo camino por el que habían penetrado en el manto. Por ello, un concepto esencial para entender la subducción continental y la exhumación de rocas de UHP es el canal de subducción.

En la concepción original de la Tectónica de Placas, el canal de subducción fue utilizado para explicar la formación y exhumación de rocas metamórficas en zonas de subducción oceánica, pero recientemente el concepto se ha extendido a zonas de subducción continental. Se definió como un espacio que suele quedar libre por encima de la lámina que subduce y por debajo de la cuña del manto, formando un canal en el que se produce la penetración de la lámina en el manto (Shreve y Cloos, 1986) (Fig. 5). La presencia en dicho canal de rocas de corteza y de materiales del manto provoca reacciones químicas, así como la mezcla de rocas de diferente origen que han sufrido diferentes procesos e intensidades de deformación, metamorfismo y anatexis. En consecuencia, los materiales supracorticales de la litosfera que subduce se separan y, o continúan su hundimiento en el manto, o "escapan" a la superficie con diferente grado de deformación y metamorfismo arrastrando con ellos fragmentos del manto procedentes de la cuña del mismo.

Dependiendo del tipo de subducción, los canales pueden ser de dos tipos, los formados por subducción de corteza oceánica (llamados "marinos") y aquellos en los que subduce corteza continental (llamados "continentales"), con notable diferencias entre ellos. Por ejemplo, los canales de subducción marinos tienen espesores que oscilan entre los 1 y 10 km, mientras que los continentales varían entre 5 y 30 km. Por otro lado, la cuña del manto es más fría cuando se trata de un canal continental y también es significativamente más frío el canal continental que el marino, y eso explica por qué las rocas de UHP de canales de subducción continental no se funden totalmente a pesar de su origen mantélico (Zheng *et al.*, 2015). Las rocas de UHP procedentes de subducción continental muestran diferente grado de mezcla de materiales derivados del manto y de la corteza, y distinto grado de anatexis.



Durante la subducción continental, en el canal se producen diversos procesos metamórficos y tres tipos de desacoplamientos en la litosfera: 1-superficial entre la cobertera sedimentaria y el basamento cristalino, en las primeras etapas de subducción, originando rocas de bajo grado metamórfico que presentan facies de esquistos verdes a anfibolitas; 2-intermedia entre la corteza superior e inferior, con metamorfismo de baja temperatura y alta presión en facies esquistos azules y eclogitas, y 3-profunda entre la corteza continental y el manto litosférico, con metamorfismo en facies eclogitas (Zheng, 2012). La exhumación de estas tres láminas se hace secuencialmente, mostrando paragénesis metamórficas indicativas de distintas condiciones P-T, incluso pudiendo presentar notables diferencias en estas condiciones dentro de la misma lámina. Además, no es extraño que la parte de baja temperatura y alta presión empiece a exhumarse cuando la de alta temperatura y UHP presión aún está subduciendo.

Aunque la litosfera continental es mucho más gruesa que la oceánica, ambas tienen un comportamiento físico y químico similar en el canal de subducción, sufriendo procesos equivalentes de desacoplamiento cortical, deformación, metamorfismo y fusión por deshidratación. Lo más importante desde el punto de vista de la Tectónica de Placas es que las láminas que subducen, ya sean continentales u oceánicas, muestran comportamientos dúctiles con el incremento de la temperatura y presión en el canal de subducción. Eso significa que las placas rígidas se transforman en dúctiles, condicionando el desarrollo del orógeno.

En resumen, la combinación de técnicas petrológicas, geoquímicas y de modelación numérica sugieren al menos tres etapas durante la colisión continental. En la primera, los materiales de la corteza que subduce se despegan a diferentes profundidades, sufriendo diferentes procesos de deformación y metamorfismo. En la segunda, los materiales derivados de la corteza se mezclan en el canal de subducción no solo entre ellos, sino también con fragmentos de peridotita procedentes del borde de la cuña del manto y su comportamiento es eminentemente dúctil. A continuación, revisaremos la última etapa, en la que las rocas retornan a niveles corticales, llegando a aflorar en las zonas internas de los orógenos.

## EXHUMACIÓN DE LA CORTEZA CONTINENTAL SUBDUCIDA

Es poco frecuente encontrar eclogitas en la superficie terrestre ya que, como dijimos anteriormente, una de las formas de formarse es al someter al basalto a altas temperaturas y presiones exclusivas de las zonas de subducción. De manera que si encontramos ese tipo de eclogitas es porque por algún mecanismo se han exhumado hasta la superficie desde profundidades mantélicas. Los procesos de exhumación son peor conocidos que los que generan las rocas de UHP (Gilotti, 2013). En la exhumación influyen factores como la velocidad de exhumación, porcentaje de corteza realmente convertida a rocas de UHP, y volumen transformado a eclogita.

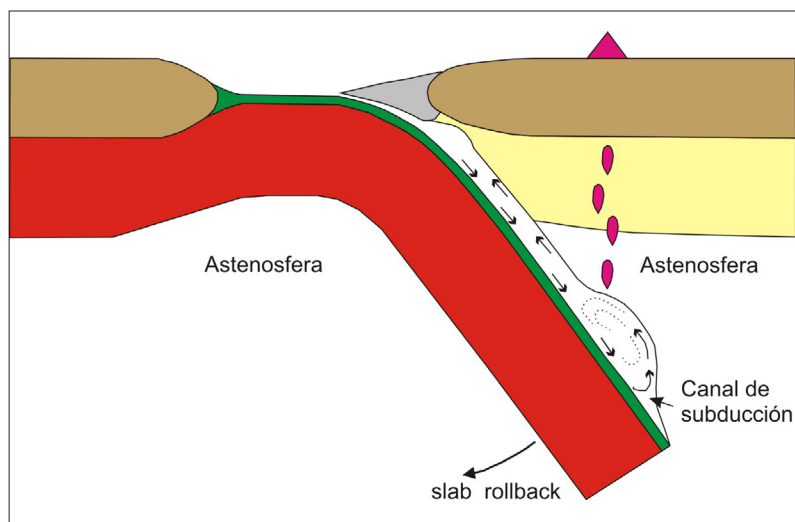


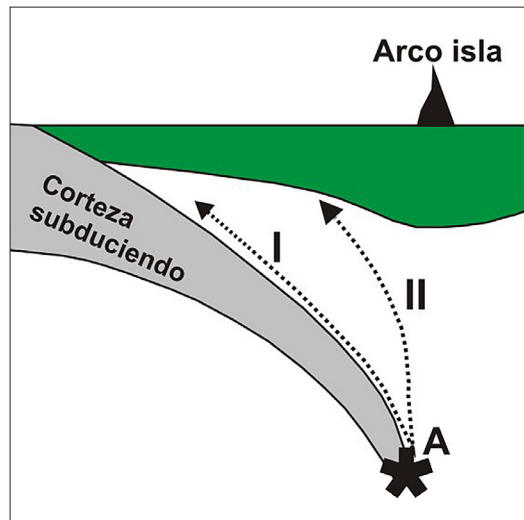
Fig. 5. Representación esquemática de un canal de subducción. Extraído de Jilei (2016).

Como veremos a continuación, los actuales modelos geodinámicos sugieren que el propio canal de subducción es el camino por el que estas rocas vuelven a la superficie (Gerya, 2011), aunque también se han propuesto otros mecanismos.

La subducción continental puede generar tanto rocas de UHP félsicas (como es el caso de algunos gneises) como máficas (eclogitas). Las primeras pueden contener pequeños porcentajes de agua en sus minerales, por lo que pueden sufrir intenso retrometamorfismo durante su exhumación, borrando “las huellas” de su particular historia en las profundidades del manto litosférico. Las eclogitas, en cambio, preservan mucho mejor las paragénesis de alta y ultra-alta presión (Zheng *et al.*, 2013).

Pero la pregunta es: ¿cómo pueden aparecer en la superficie rocas formadas a esa profundidad? ¿Qué tipo de procesos geológicos pueden enviar en unos pocos millones de años a la superficie rocas que se formaron en una zona de subducción a cien kilómetros de profundidad? La respuesta hay que buscarla en cambios de densidad, como casi todo lo que ocurre en el interior terrestre. Como dijimos en el anterior, la corteza continental es menos densa que el manto y le resulta casi imposible hundirse en él cuando subduce. Solo lo consigue cuando algo tira muy fuerte de ella hacia abajo, como si hundimos una pelota en una piscina: solo lo lograremos empujándola hacia abajo y, cuando la soltemos, saldrá ella sola rápidamente a la superficie. En el caso de las placas tectónicas, el empuje hacia abajo lo ejerce el “tirón” que se produce en las zonas de subducción, entre otras cosas cuando la corteza oceánica se transforma en densas y pesadas eclogitas que la lastran como si fuera un ancla, tirando con fuerza hacia abajo y arrastrando a la corteza continental adherida a ella. Pero una vez ya en el interior del manto terrestre, la corteza continental no puede hundirse más. Es entonces cuando una porción (la más profunda) de la placa oceánica subducida se rompe (en un proceso llamado “slab break-off”) y esa pérdida de tracción hacia el interior del manto hace que la litosfera continental (o parte de ella) se exhume, como cuando soltamos la pelota hundida en la piscina. Y, sin duda, la forma más fácil de volver a la superficie es por donde penetró en el manto, es decir, por el mismo canal de subducción. Así que los canales de subducción son

Fig. 6. Esquema mostrando las dos opciones para la exhumación una vez alcanzada la profundidad A, a través del canal de subducción (I) o a través de un diapiro en la cuña del manto (II). Modificado de Chatterjee y Jaboutz (2015).



como grandes cintas transportadoras reversibles, introduciendo y sacando rocas desde la superficie hasta el manto por el mismo camino (Searle, 2013; Chatterjee y Jaboutz, 2015), especialmente a favor de una zona de baja viscosidad situada en la interfase entre la lámina que subduce y la cuña suprayacente del manto.

Recientemente se ha pensado que quizá haya otra manera para que las rocas de alta presión formadas en la zona de subducción lleguen hasta la superficie. Por encima de la lámina subducente se forma una cuña en el manto (Fig. 6). La propia subducción y la transformación del basalto en eclogitas liberan una gran cantidad de agua, que hidrata las rocas de la cuña del manto ubicadas sobre la placa que subduce. Esta hidratación produce importantes cambios mineralógicos (transforma las peridotitas del manto en serpentinitas) y reduce el punto de fusión de las rocas y la rigidez del manto. Dicho de otra manera, hace que las rocas del manto situadas

sobre la placa que subduce se fundan con más facilidad. Como una roca fundida es menos densa que una sólida, el conjunto de las rocas subducentes y las suprayacentes, (formado por las pesadas eclogitas, con una densidad de  $3,4 \text{ gr/cm}^3$ , y las ligeras serpentinitas, con  $2,6 \text{ gr/cm}^3$  de densidad), es más ligero que el resto del manto (formado por las peridotitas secas circundantes, cuya densidad es de  $3,2 \text{ gr/cm}^3$ ). Esta diferencia de densidades permite su ascenso diapírico hacia la superficie aprovechando algunas de las estructuras existentes como resultado de la colisión que no son necesariamente el canal de subducción. Además, las serpentinas hacen de lubricante, facilitando aún más el ascenso al reducir la fricción (Guillot *et al.*, 2008). Parece ser que este ascenso puede llegar a ser muy rápido en términos geológicos, con velocidades que pueden llegar incluso a los 15 centímetros al año (Chatterjee y Jaboutz, 2015), de manera que en menos de dos millones de años pueda ascender 50 kilómetros (y pasar de los 80 a los 30 kilómetros de profundidad). Pero de momento esta hipótesis no deja de ser un modelo teórico, que debe ser confirmado, aunque al igual que los canales de subducción, que son modelos, no evidencias empíricas.

## UNA NUEVA VISIÓN DE LOS PLUTONES

Muchos de los picos más espectaculares del planeta están formados por rocas graníticas, como el Cerro Torre (Patagonia), Ama Dablam (Himalaya), las Torres del Trango (Karakorum) o el Mont Blanc (Alpes) (Fig. 7). Esto no debe resultar extraño, pues durante la colisión continental se pueden producir diferentes tipos de granitoides (los especialistas usan la palabra granitoide para englobar varios tipos de rocas plutónicas de aspecto granular y de colores claros, pero con proporciones diferentes entre



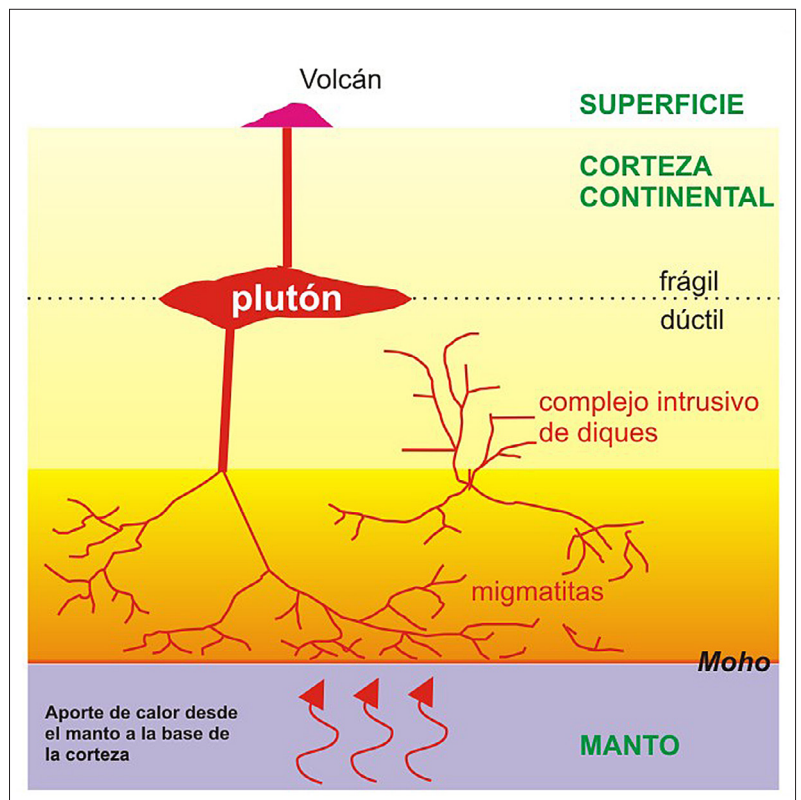
Fig. 7. Cerro Torre, una de las montañas más espectaculares de los Andes, formada por rocas graníticas.



sus minerales). De hecho, una parte importante de los granitoides se generan en zonas orogénicas, en concreto los denominados granitoides I (derivados de magmas originados en la zona de contacto entre la corteza inferior y el manto) y los granitoides S (procedentes de magmas originados en la zona de contacto entre la corteza inferior y la superior). Pero a pesar de su abundancia y de que las rocas plutónicas son los principales componentes de la corteza terrestre, aún se desconocen muchos aspectos sobre su emplazamiento y evolución (Putman *et al.*, 2015). Los últimos modelos experimentales geoquímicos, petrológicos y geodinámicos muestran que las consecuencias de la fusión (aunque sea parcial) de la corteza continental son críticas, porque la combinación de fusión y deformación influye determinadamente en el crecimiento de cinturones orogénicos (Sawyer *et al.*, 2011) condicionando absolutamente su evolución tectónica.

Durante los últimos 20 años, el uso de isótopos radioactivos combinado con diversas técnicas geofísicas y, sobre todo, geoquímicas y petrológicas, han permitido conocer mucho más acerca de la generación de cuerpos ígneos durante procesos orogénicos, aportando descubrimientos sorprendentes sobre la evolución de los plutones y sus velocidades de emplazamiento. En este sentido ha sido especialmente útil el uso de geocronología de alta resolución, que permite calcular el intervalo temporal entre los episodios de generación de flujo magmático (Matzel *et al.*, 2006; y artículo de Vázquez *et al.*, en este monográfico).

Los plutones han sido interpretados durante mucho tiempo como restos de enormes cuerpos magmáticos masivos y móviles que han ascendido en la corteza y se han emplazado a lo largo de periodos 0,1-10 Ma que incluyen procesos de generación, segregación, ascenso y emplazamiento en la corteza (Petford *et al.*, 2000). La fusión suele tener lugar en la corteza a profundidades superiores a los 25 km, pero las masas fundidas se desplazan y se emplazan en la parte superior, generalmente a 12-15 km de profundidad, en el límite de la transición frágil-dúctil (Sawyer *et al.*, 2011). Según este esquema, habitualmente los plutones se representaban e interpretaban como “grandes gotas” fundidas ascendentes. Sin embargo, el uso de técnicas radiométricas ha permitido reconstruir la evolución termal de algunos plutones y ha reflejado que, en muchos casos, el ascenso diapírico del magma es demasiado lenta y energéticamente ineficiente como para ser geológicamente importante (Coleman *et al.*, 2016). El diapirismo magmático debe “hacerse hueco” en su ascenso por deformación dúctil (Miller y Paterson, 1999), lo que es un proceso lento que se ha comprobado que, en algunos casos, no coincide con la velocidad de ascenso determinada por técnicas isotópicas. Por otro lado, para que los plutones sean emplazados por flujo magmático es necesario que el magma contenga una fracción de fusión de al menos 30-50% en volumen (Vigneresse *et al.*, 1996). En las fracciones de fusión más bajas, los cristales en la masa fundida se sueldan a sus vecinos, de manera que no es en realidad un magma, sino un sólido con espacios de poros rellenos por fundidos. Pero los resultados sísmicos de las áreas volcánicas activas muestran que



rara vez se localizan masas que contienen más del 10% de material fundido. Con un grado tan bajo de fracción fundida, un material es incapaz de fluir y ascender como un líquido, e incluso tal vez ni siquiera debería llamarse magma (Glazner *et al.*, 2004). Así que cada vez hay más partidarios de la explicación de que los grandes cuerpos magmáticos sólo se forman en el nivel de emplazamiento donde son alimentados por diques (Petford *et al.*, 2000) (Fig. 8). Y que el modelo de la “gota fundida” solo vale para algunos casos.

Así, en los últimos años se ha ido instaurando la visión de que gran parte de los plutones evolucionan de manera incremental, añadiendo repetidamente pequeñas masas fundidas a las anteriores, de manera que solo una parte del mismo estaba fundida en cada momento y sin que llegue a haber un gran cuerpo magmático (Glazner *et al.*, 2004) (Fig. 9). El plutón puede solidificar total o parcialmente antes de la siguiente inyección de magma, dando como resultado bordes netos entre los diferentes cuerpos ígneos si el tiempo entre uno y otro es largo, o una mezcla si los periodos de emplazamiento son rápidos. A pesar de este origen multitemporal, se pueden llegar a desarrollar cuerpos ígneos aparentemente continuos de roca plutónica que han crecido in situ por amalgamación de muchos incrementos pequeños, probablemente alimentados por diques durante periodos que pueden prolongarse durante centenares de miles a millones de años (Coleman *et al.*, 2004, Glazner *et al.*, 2004, Putman *et al.* 2015) (Fig. 10). La “alimentación” mediante diques permitiría un ascenso lo suficientemente rápido como para crear grandes plutones en tan solo miles o decenas de miles de años (Petford *et al.*, 2000), una velocidad mucho más alta comparada con lo que se pensaba hace unas

*Fig. 8. La fusión parcial se produce en niveles profundos de la corteza inferior. Aunque la fusión se inicia a nivel granular se va jerarquizando en canales cada vez más claros, primero en leucosomas y luego en diques. Los fundidos se unen para formar plutones, en la transición dúctil-frágil, aunque en algunos casos cristalizan en la corteza media dando lugar a complejos de diques. En algunos casos lavas félsicas alcanzan la superficie y erupcionan. Modificado de Sawyer *et al.* (2011).*

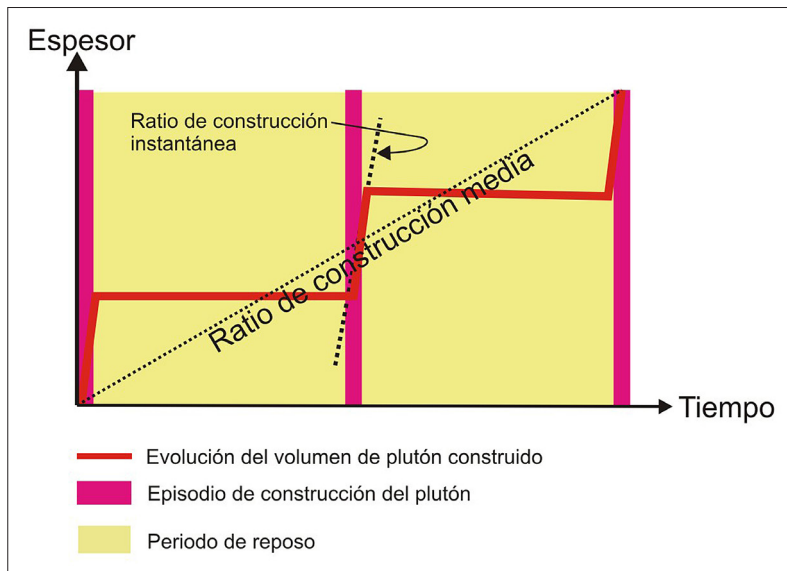


Fig. 9. Gráfica que muestra la construcción incremental de un plutón. Modificado de Saint Blanqat et al. (2011).

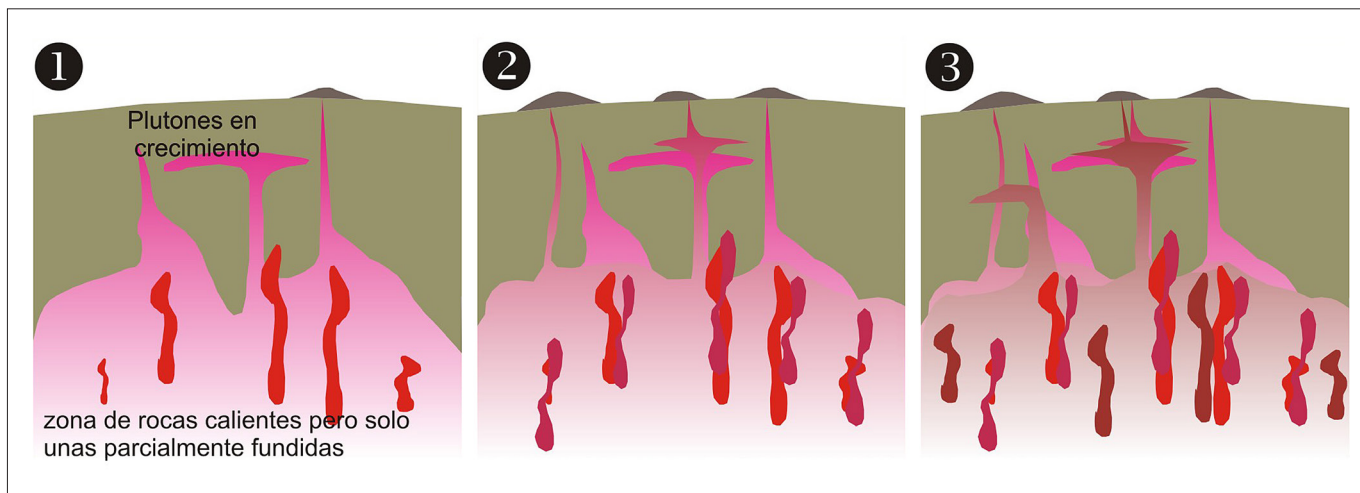
décadas. Esto implica que se puedan dar casos de emplazamiento de entre 0,1 y 1 metro al año, lo que no contradice que la inyección se mantenga a largo plazo (Glazner et al., 2004). Tal es la velocidad de emplazamiento, que se conocen casos de plutones de 88 km<sup>3</sup> acumulados en tan solo 162.000 años (Leuthold et al., 2012).

De esta manera, la visión actual es que los plutones pueden ser de dos tipos: 1- fruto de una sola inyección magmática, o 2- formados por múltiples ascensos que se acumulan incrementalmente y cristalizan durante millones de años. En el caso de los primeros mostrarán zonación vertical y horizontal debido a la cristalización fraccionada o mezcla de magmas. En los segundos, la zonación se deberá a cambios en la composición del magma proporcionado desde una zona más profunda, sobrepuesta a la variabilidad por la cristalización fraccionada, es decir, por cambios producidos en niveles profundos y no en la zona de cristalización. Incluso se han llegado a identificar fenómenos de

zonación alternativos en masas ígneas, imposibles de explicar mediante una cristalización fraccionada en una cámara magmática (Glazner et al., 2004). En cualquier caso, las masas plutónicas generadas por la acreción de sucesivas inyecciones magmáticas pueden tener una gran homogeneidad, en especial si un nuevo pulso tiene lugar antes de la completa cristalización del primero, pues se produce una mezcla. Así que, en estos casos, un aspecto crítico serán las condiciones de enfriamiento entre cada pulso.

En resumidas cuentas, estos modelos cambian sustancialmente la idea original de formación de los plutones. En su versión inicial, la Tectónica de Placas daba una explicación general a la creación de nueva corteza continental por acreción magmática en bordes convergentes y a la evolución tectónica y metamórfica de la corteza durante los procesos orogénicos. Pero los nuevos descubrimientos muestran que las intrusiones magmáticas y los procesos tectónicos a escala de placa operan a escalas temporales diferentes, lo que requiere profundizar en el estudio entre magmatismo y tectónica a escala de placa. Además, los nuevos modelos suponen que muchos procesos de ascenso y emplazamiento de magma ampliamente aceptados (por ejemplo, diapirismo y acomodación de la masa ígnea o *stoping*) pueden ser poco frecuentes en la naturaleza, y muchos aspectos de la evolución petroquímica de los sistemas de rocas magmáticas (por ejemplo, en el fraccionamiento de cristal in situ y mezcla del magma) deberían ser revisados (Coleman et al., 2016). Esto supone una revolución, porque cambia el modelo de evolución, y que, al fin y al cabo, el transporte de los fundidos desde su lugar de generación a niveles profundos de la corteza hacia niveles más superficiales es el proceso más importante de transferencia de masa que tiene lugar en los continentes (Brown et al., 2011) y, por tanto, es un fenómeno esencial para comprender la evolución de nuestro planeta en general y la formación de montañas en particular.

Fig. 10. Esquemas de formación de un plutón por incrementos. Durante la formación del plutón, el flujo de energía térmica es modesta, permitiendo a los plutones ensamblarse incrementalmente durante millones de años si la actividad magmática persiste. Solo algunas estarían parcialmente fundidas en cada momento, marcadas con color cada vez más intenso en los esquemas. El plutón se forma por aportes de diques en profundidad alimentando intrusiones laminares a profundidades menores. Modificado de Glazner et al. (2004).





## ¿PUEDEN LAS RAÍCES DE LAS MONTAÑAS “FLUIR”?

A medida que los geólogos han ido estudiando algunos orógenos activos o fósiles, se ha ido observando que, con frecuencia, aparecen rocas migmatíticas formadas a presiones superiores a los 800 Mpa y temperaturas superiores a 700 °C que mostraban haber sufrido una fusión parcial con evidencias de flujo lateral (Jamieson *et al.* 2011). Estudios de campo y modelizaciones matemáticas han mostrado que incluso una pequeña fracción de fusión, provoca una significativa debilitación en las rocas, como se describió anteriormente. Según se engrosa la corteza continental durante la colisión, se inicia su fusión y se reduce su resistencia. La base de la corteza parcialmente fundida está sometida a una alta presión por la convergencia y por la carga vertical debida al engrosamiento cortical, lo que provoca que pueda fluir lateralmente a profundidades de entre 30 y 50 km en una especie de canal medio-cortical, o incluso ascendentemente. Así, las migmatitas forman niveles de rocas debilitadas por la fusión, permitiendo la formación de estructuras como grandes fallas normales de bajo ángulo, incluso con porcentajes relativamente bajos de fusión. Es lo que se denomina canal de flujo, y ha supuesto toda una revolución en geodinámica.

El modelo del canal de flujo propone una evolución cortical en varias fases (Fig. 11). En una primera, con la colisión continental se produce un engrosamiento de la corteza mediante un cabalgamiento. La corteza engrosada se va calentando por calor radiactivo hasta alcanzar los 700 °C en su parte media e inferior, fenómeno que puede demorarse alrededor de 20 millones de años. Al continuar la convergencia y, por tanto, el engrosamiento y el calentamiento, la corteza puede volverse tan débil que no sea capaz de soportar el peso de la cordillera que tiene encima, de

manera que fluye lateralmente (Jamieson, 2011). El resultado topográfico sería la creación de una superficie plana sobre la región con la corteza fundida. El contraste topográfico entre esta meseta elevada y la cuenca de antepaís situada al pie de la cordillera crearía una fuerte pendiente hacia ésta última. Se genera así un canal de flujo en forma de lengua en el que las migmatitas están delimitadas por un cabalgamiento a la base y una falla normal a techo, desacoplándose de los niveles más resistentes de la corteza inferior y superior (Jamieson, 2011), como si aplastáramos un sándwich relleno de mermelada. La corteza superior puede verse arrastrada por el flujo del canal; es más, si la erosión es alta en los flancos del orógeno, puede provocar la extrusión del canal hacia la superficie. En estos casos, una hipotética sección desde la cuenca (*foreland*) hacia la cima de la montaña nos haría pasar por este orden por (Fig. 12): 1) una zona de cabalgamiento intensamente plegada; 2) una zona de bajo a medio grado de metamorfismo en la que el grado se incrementa hacia arriba (es decir, invertida); 3) una zona de cizalla cabalgante sobre la que se sitúan rocas de alto grado metamórfico incluidas las migmatitas deformadas (zona de extrusión); 4) una zona con metamorfismo decreciente hacia arriba (sentido normal) con una zona de cizalla normal asociada a ella; y 5) finalmente un paquete de rocas metamórficas de bajo grado o incluso sin metamorfizar ocupando la parte alta del plató (Jamieson, 2011).

El modelo del canal de flujo demuestra que la fusión de la corteza inferior y media en contextos colisionales controla el estilo de los cinturones montañosos. Tanto es así, que los orógenos formados en zonas de convergencia lenta (entre 1 y 5 cm/año), cuando la corteza es calentada ésta no puede soportar el gradiente topográfico y crece más hacia los laterales que hacia arriba, es decir, la fusión limita el máximo engrosamiento cortical y la elevación de las

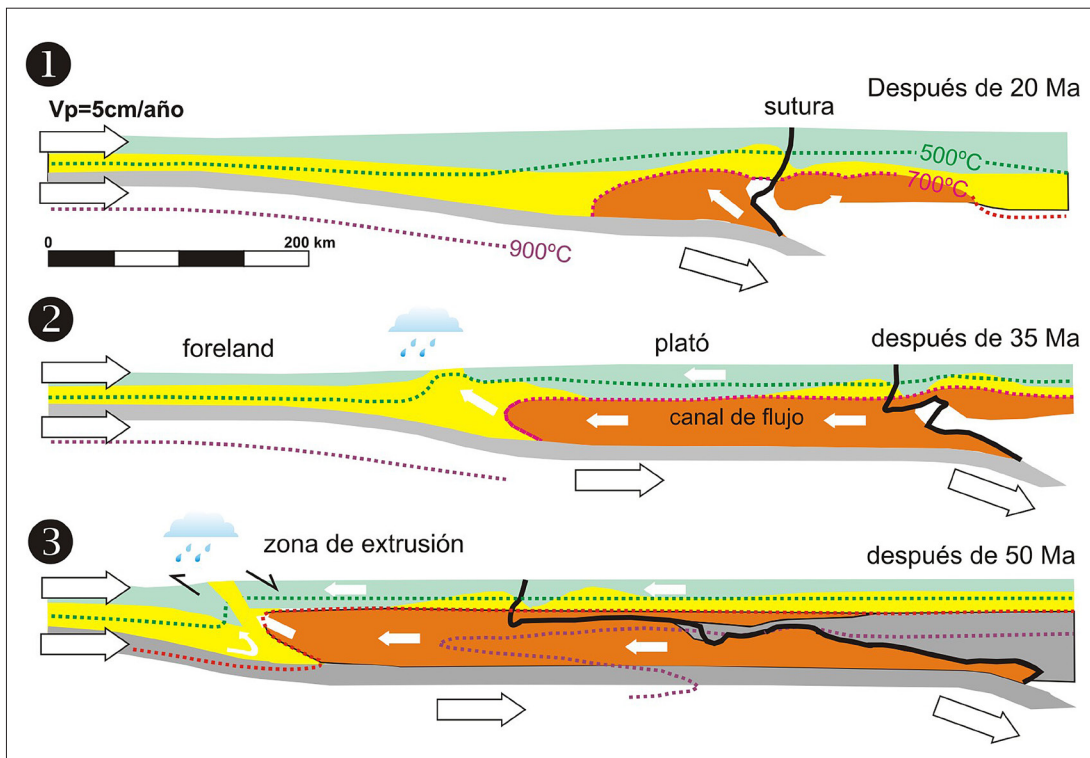


Fig. 11. Evolución del canal de flujo a lo largo del tiempo. Las flechas blancas indican la dirección y magnitud del flujo. Los millones de años (Ma) se cuentan desde el inicio de la colisión continental. La zona fundida se sitúa por debajo de la isoterma de 700 °C y por encima de la base de la corteza media. Vp: velocidad de convergencia. Extraído de Jamieson *et al.* (2011).

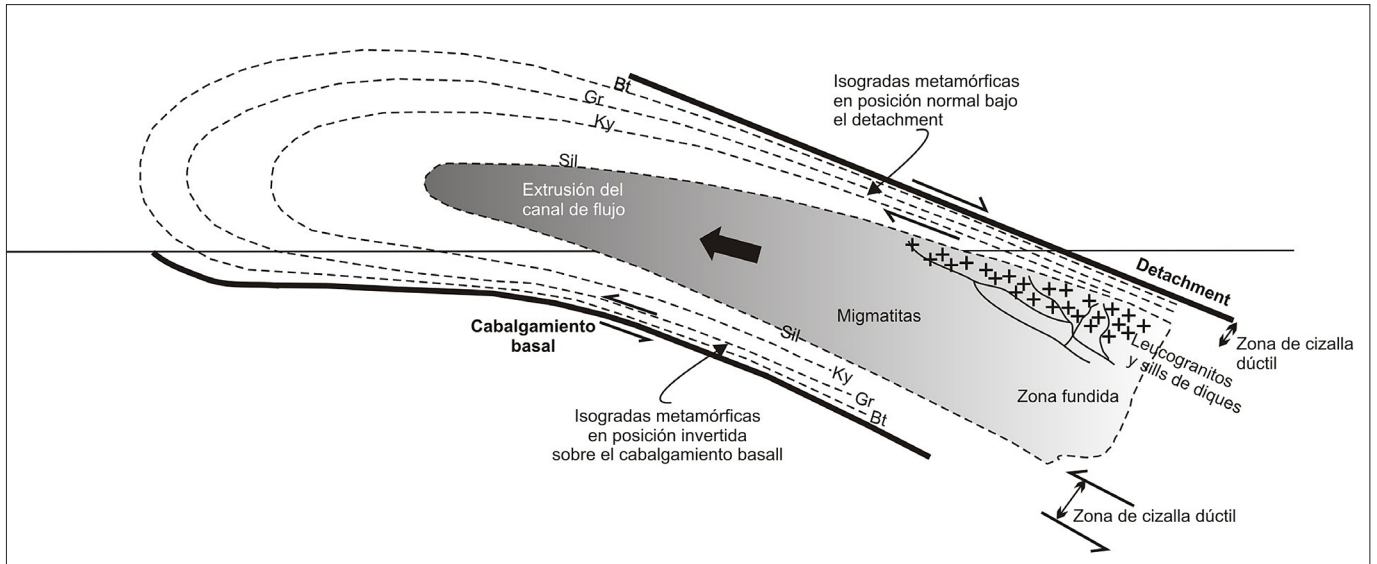
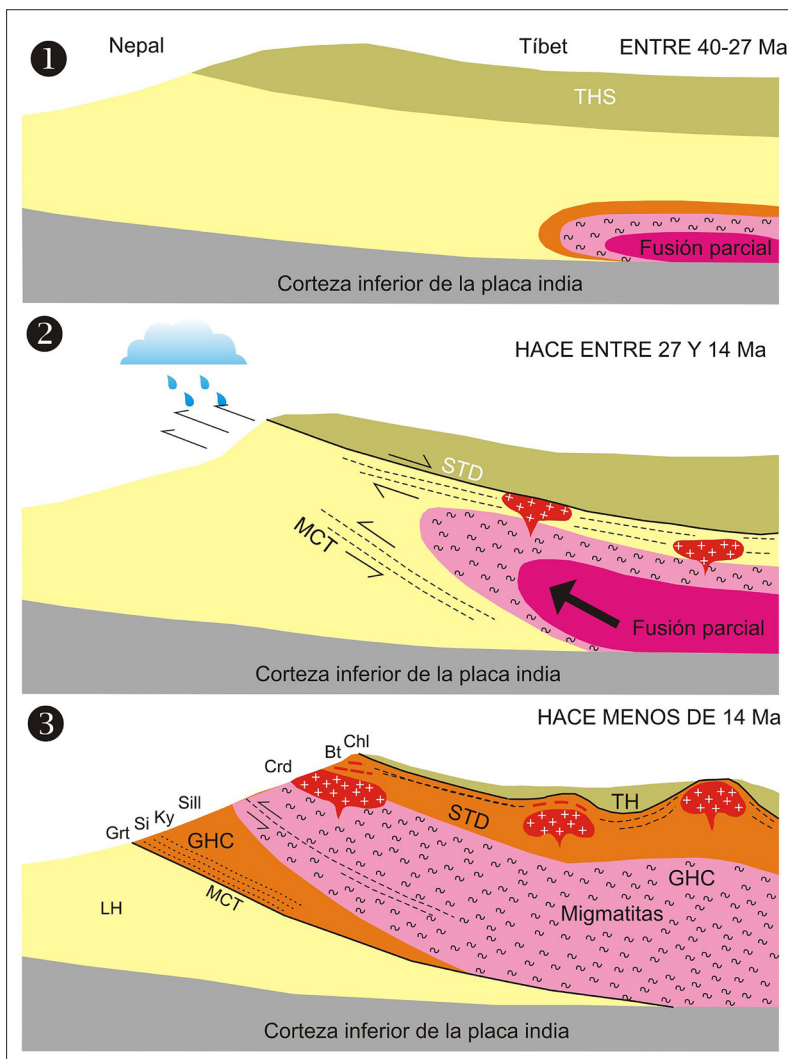


Fig. 12. El canal de flujo con la extrusión dúctil (en gris), rodeado de dos zonas de metamorfismo (inverso en la parte inferior y normal en la superior) y delimitado por una zona de cizalla normal (detachment) y por un cabalgamiento. Bt: isograda de la biotita. Gr: isograda del granate. Ky: isograda de la cianita. Sil: isograda de la sillimanita. Modificado de Searle et al. (2008).



montañas. Sin embargo, en orógenos de alta convergencia, la corteza se engrosará mucho antes de su calentamiento. Se producirá entonces un flujo lateral hacia la cuenca de antepaís condicionada por el gradiente topográfico existente. En ambos casos, los orógenos verán disminuido su espesor cortical por el flujo lateral en sus flancos hasta que este se detenga por enfriamiento del fundido o por reducción del gradiente topográfico entre los niveles de cumbres y la cuenca de antepaís. El registro geológico muestra que existió un canal de flujo en el orógeno varisco (Lexa et al., 2011), en el de Greenville (Slagstad et al., 2005) y en el Himalaya (Jamieson et al., 2007). Otras colisiones continentales como la que originó los Alpes no debió de producir suficiente fusión como para crear un canal de flujo, lo que demuestra que la existencia de estos elementos no es imprescindible para la formación de grandes cordilleras.

El canal de flujo evidencia otra cuestión interesante. Aunque tradicionalmente se ha afirmado que las fallas normales se desarrollan en ambientes distensivos y las inversas en los compresivos, la formación del canal de flujo exige la existencia de fallas normales dúctiles y de bajo ángulo en un contexto netamente compresivo (Fig. 9). Estas estructuras son sinorogénicas y se desarrollan en dirección paralela a la de convergencia y en la transición frágil/dúctil (Fig. 12). Aunque no implican ni engrosamiento ni adelgazamiento de la corteza, sí permiten el afloramiento de

Fig. 13. Representación muy simplificada del modelo del canal de flujo en el Himalaya. 1-El frente de una cordillera tiene un determinado perfil. Por otro lado, en la corteza media se produce fusión parcial. 2-Las lluvias intensas, por ejemplo por el monzón, provocan un aumento de la erosión. Como resultado, el frente de la cordillera es rebajado por la erosión y la fusión se "propaga" en esa dirección. 4- La reactivación de los procesos orogénicos provoca que la cordillera recupere un nuevo perfil, "rejuveneciendo" y recuperando su altitud anterior (Wang et al. 2013). MCT: Cabalgamiento central principal; STD: Detachment surtibetano; TH: Himalaya del Tethys; GHC: Gran Himalaya; LH: Himalaya menor. (Ver artículo de Searle en este número).



rocas migmatíticas y metamórficas de alto grado de las partes internas del orógeno. Muy diferentes son las fallas normales postorogénicas, generalmente con alto ángulo, que se asocian con las etapas de colapso del orógeno y, por lo tanto, sí implican un adelgazamiento cortical.

Pero aún es posible un giro de tuerca más. Recientes estudios sostienen que, en el caso del Himalaya, las altas tasas de erosión provocadas en su frente sur debido a los efectos del monzón provocan la extrusión del canal de flujo y rejuvenecen el relieve (Hodges, 2006; Searle, 2013, ver artículo de Searle en este mismo número). La pérdida de presión litostática debido a la erosión provoca una descompresión que facilita la fusión parcial y, por tanto, la extrusión del canal de flujo, de la misma manera que el agua se escaparía a toda presión si la presa de un embalse tuviera una fisura (Fig. 13). Esto significa que el clima condiciona la formación de las montañas y que los agentes externos pueden influir en la dinámica interna del planeta. Sin duda, una hipótesis que rompe esquemas y que sigue en estudio en la actualidad para ser demostrada, pero que abriría una nueva perspectiva a la relación entre procesos externos e internos.

## BIBLIOGRAFÍA

- Brown, M., Korhonen, F.J. y Siddoway, C.S. (2011). Organizing melt flow through the crust. *Elements*, 7, 261-266.
- Carcavilla, L. (2016). *Montañas. El descubrimiento de cómo se forman*. Editorial La Catarata e Instituto Geológico y Minero de España. Colección Planeta Tierra, 16. 158 p.
- Chatterjee, N. y Jagoutz, O. (2015). Exhumation of the UHP Tso Moriri eclogite as a diapir rising through the mantle wedge. *Contribution to Mineral Petrology*, 169, 3, 1-20.
- Chopin C. (1984). Coesite and purepyrope in high-grade blueschists of the western Alps: A first record and some consequence. *Contribution to Mineralogy and Petrology*, 86, 107-118.
- Chopin C. (2003). Ultrahigh-pressure metamorphism; tracing continental crust into the mantle. *Earth Planetary Sciences Letters*, 212, 1-14.
- Coleman, D.S., Gray, W., y Glazner, A.F. (2004). Rethinking the emplacement and evolution of zoned plutons: Geochronologic evidence for incremental assembly of the Tuolumne Intrusive Suite, California. *Geology*, 32, 433-436.
- Frisch, W., Meschede, M. y Blakey, R.C. (2011). *Plate tectonics: continental drift and mountain building*. Springer, 212 p.
- Dobrzhinetskaya, L., Green, H.W. y Wang, S. (1996). Alpe Arami: a peridotite massif from depths of more than 300 kilometers. *Science*, 271, 1841-1845.
- Coleman, D.S., Mills, R.D. y Zimmerer, M.J. (2016). The pace of plutonism. *Elements*, 12, 97-102.
- Gerya, T. (2011). Future directions in subduction modeling. *Journal of Geodynamics*, 52, 344-378.
- Gilotti, J. (2013). The realm of Ultrahigh-pressure Metamorphism. *Elements*, 9, 255-260.
- Glazner, A.F., Bartley, J.M., Coleman, D.S., Gray, W. y Taylor, R.Z. (2004). Are plutons assembled over millions of years by amalgamation from small magma chambers? *GSA Today*; 14; 4/5, 4-11.
- Guillot, S., Hattori, K.H. y Sigoyer, J. (2000). Mantle wedge serpentinization and exhumation of eclogites: Insights from eastern Ladakh, northwest Himalaya. *Geology*, 28, 3, 199-205.
- Guillot, S., Mahéo, G., de Sigoyer, J., Hattori, K.H. y Pêcher A. (2008). Tethyan and Indian subduction viewed from the Himalayan high- to ultrahigh-pressure metamorphic rocks. *Tectonophysics*, 451: 225-241
- Hacker, B.R., Kelemen, P.B. y Behn M.D. (2011). Differentiation of the continental crust by reamination. *Earth and Planetary Science Letters*, 307, 501-516.
- Hodges, K. (2006). Clima y la evolución de las montañas. *Investigación y Ciencia*, 361, 68-75.
- Jamieson, R.A., Beaumont, C., Nguyen, M.H. y Culshaw, N.G. (2007). Synconvergent ductile flow in variable-strength continental crust: Numerical models with application to the western Grenville orogen. *Tectonics*, 26, TC5005.
- Jamieson R.A., Unsworth, M.J., Harris, N.B.W., Rosenberg, C.L. y Schulmann, K. (2011). Crustal melting and the flow of mountains. *Elements*, 7, 253-260.
- Jilei, L. (2016). Yo-yo-like movement at mantle depths recorded by rocks in the subduction channel. Institute of Geology and Geophysics Chinese Academy of Sciences. [http://english.igg.cas.cn/NC/RN/201607/t20160707\\_165433.html](http://english.igg.cas.cn/NC/RN/201607/t20160707_165433.html)
- Lexa, O., Schulmann, K., Janoušek, V., Štípská, P., Guy, A., y Racek, M. (2011). Heat sources and trigger mechanisms of exhumation of HP granulites in Variscan orogenic root. *Journal of Metamorphic Geology*, 29, 79-102.
- Liou, J.G. y Tsujimori, T. (2013). The fate of subducted continental crust: evidence from recycled UHP-UHT minerals. *Elements*, 9, 248-260.
- Liu, L., Zhang, J., Green, H.W., Jin, Z., y Bozhilov, K.N. (2007). Evidence of former stishovite in metamorphosed sediments, implying subduction to > 350 km. *Earth and Planetary Science Letters*, 263, 180-191.
- Matzel, J., Bowering, S.A., y Miller, R.B. (2006). Time scales of pluton construction at differing crustal levels: Examples from the Mount Stuart and Tenpeak intrusions, north Cascades, Washington. *Geological Society of America Bulletin*, 118, 11-12, 1412-1430.
- Miller, R.B., y Paterson, S.R. (1999). In defense of magmatic diapirs: *Journal of Structural Geology*, 21, 1161-1173.
- Petford, N., Cruden, A.R., McCaffrey, K.J.W., y Vigneresse, J.-L. (2000). Granite magma formation, transport and emplacement in the Earth's crust. *Nature*, 408, 669-673.
- Oreskes, N. (2003). Plate tectonics. An insider's history of the modern theory of the Earth. Westview Press, 448 p.
- Putnam, R., Glazner, A.F., Coleman, D.S., Kylander-Clark, A.R.C., Pavelsky, T. y Abbot, M.I. (2015). Plutonism in three dimensions: Field and geochemical relations on the southeast face of El Capitan, Yosemite National Park, California. *Geosphere*, 1-25.
- Saint Blanquat, M., Horsman, E., Habert, G., Morgan, S., Vanderhaeghe, O., Law, R., Tikoff, B. (2011). Multiscale magmatic cyclicality, duration of pluton construction, and the paradoxical relationship between tectonism and plutonism in continental arcs. *Tectonophysics*, 500, 20-33.
- Sawyer, E.W., Cesare, B. y Brown, M. (2011). When the continental crust melts. *Elements*, 11, 229-234.
- Schert, H. y O'Brien, P. (2013). Continental crust and mantle depths: key minerals and microstructures. *Elements*, 9, 261-266.
- Searle, M.P. 2013. Colliding continents. Oxford University Press. London. 464 p.
- Searle, M.P., Law, R.L., Godin, L., Larson, K.P., Streule,

- M., Cottle, J.M. y Jessup, M.J. (2008). Defining the Himalayan Main Central Thrust in Nepal. *Journal of the Geological Society*, 165, 523-534.
- Shreve, R.L. y Cloos, M. (1986). Dynamics of sediment subduction, mélangé formation, and prism accretion. *Journal of Geophysics Research*, 91, 10229-10245.
- Slagstad, T., Jamieson, R.A., Culshaw y N.G. (2005). Formation, crystallization, and migration of melt in the mid-orogenic crust: Muskoka domain migmatites, Grenville Province, Ontario. *Journal of Petrology*, 46, 893-919.
- Smith, D.C. (1984). Coesite in clinopyroxene in the Caledonides and its implications for geodynamics. *Nature*, 310: 641-644.
- Sobolev, N.V. y Shatsky, V.S. (1990). Diamond inclusions in garnets from metamorphic rocks: a new environment for diamond formation. *Nature*, 343: 742-756.
- Spengler, D., van Roermund, H.L.M., Drury, M.R., Ottolini, L., Mason, P.R.D. y Davies, G.R. (2006). Deep origin and hot melting of an Archaean orogenic peridotite massif in Norway. *Nature*, 440, 913-917.
- Vigneresse, J.L., Barbey, P. y Cuney, M. (1996). Rheological transitions during partial melting and crystallization with application to felsic magma segregation and transfer. *Journal of Petrology*, 37, 1579-1600.
- Wang, J.M., Zhang, J.J. y Wang, X.X. (2013). Structural kinematics, metamorphic *P-T* profiles and zircon geochronology across the Greater Himalayan Crystalline Complex in south-central Tibet: implication for a revised channel flow. *Journal of Metamorphic Geology*, 31, 6, 607-628.
- Zheng, Y.F. (2012). Metamorphic chemical geodynamics in continental subduction zones. *Chemical Geology*, 328, 5-48.
- Zheng, Y.F., Chen, Y.X., Dai, L. y Zhao, Z.F. (2015). Developing plate tectonics theory from oceanic subduction zones to collisional orogens. *Science China*, 58, 7, 1045-1069.
- Zheng, Y.F., Ye, K. y Zhang, L.F. (2009). Developing the plate tectonics from oceanic subduction to continental collision. *Chinese Science Bulletin*, 54, 2549-2555.
- Zheng Y.F., Zhao Z.F. y Chen Y.X. (2013). Continental subduction channel processes: Plate interface interaction during continental collision. *Chinese Science Bulletin*, 58, 4371-4377. ■

*Este artículo fue solicitado desde E.C.T. el día 8 de mayo y aceptado definitivamente para su publicación el 4 de noviembre de 2017*