

## Terremotos y montañas

### *Earthquakes and mountains*

**PABLO G. SILVA<sup>1</sup> Y MIGUEL ÁNGEL RODRÍGUEZ-PASCUA<sup>2</sup>**

<sup>1</sup> Dpto. Geología, Universidad de Salamanca, Escuela Politécnica Superior. C/Hornos Caleros 50, 05003-Ávila (España). E-mail: pgsilva@usal.es

<sup>2</sup> Instituto Geológico y Minero de España, IGME. C/Ríos Rosas, 23, 28003-Madrid (España). E-mail: ma.rodriguez@igme.es

**Resumen** Los terremotos constituyen desplazamientos finitos repentinos e individuales que forman parte de las tasas de movimiento relativo entre placas tectónicas, estos movimientos relativos pueden traducirse en zonas de convergencia de placas donde se levantan los sistemas montañosos. En los límites convergentes de las placas tectónicas (alpinos y andinos), los esfuerzos compresivos horizontales se transforman en movimientos verticales dando lugar a la elevación topográfica del terreno y a la generación de grandes cordilleras y sistemas montañosos. No obstante, una vez que la superficie topográfica terrestre adquiere determinada altitud, la erosión y la denudación del terreno generan que la descarga erosiva del mismo provoque la aceleración del propio proceso de elevación del sistema montañoso. Esto se produce mediante procesos de compensación de masas de carácter isostático, procesos que se encuentran determinados por las condiciones climáticas de cada zona (erosión y denudación del terreno). De una manera u otra el proceso de elevación se realiza terremoto a terremoto, sin embargo, la convergencia tectónica es absolutamente necesaria, ya que de lo contrario se produciría el colapso gravitatorio de toda la cadena montañoso. Los efectos secundarios más importantes de los terremotos en zonas montañosas son la generación de importantes fenómenos de deslizamiento, los desprendimientos del terreno y los aludes. Los movimientos de ladera inducidos por terremotos pueden alcanzar volúmenes de millones de metros cúbicos de rocas, afectando a áreas de decenas de kilómetros cuadrados e induciendo importantes cambios en el paisaje (colapso de laderas, obturación de valles, etc.). Estos cambios suelen ser de carácter permanente y alcanzan dimensiones significativas a partir de magnitud 6,5 Mw e intensidad  $\geq$  VIII ESI07. El volumen puede llegar a ser tan importante que los deslizamientos cósmicos han sido los mecanismos de erosión dominantes en los grandes sistemas montañosos convergentes desde el fin de la última glaciación. Como consecuencia los terremotos han acelerado el proceso de elevación de las montañas desde el Último Máximo Glaciar (18 ka BP).

**Palabras clave:** Terremoto, falla, montaña, elevación, erosión, deslizamientos.

**Abstract** *Earthquakes constitute the primary individual finite displacements that are progressively integrated in the relative movements (and rates) of the lithospheric plates over periods of thousand to millions of years. In convergent plate boundaries, the horizontal compressive tectonic stress promotes vertical earth movements triggering surface uplift and the generation of mountains and cordilleras. However, once surface uplift starts, the erosion and denudation of the upraised terrains make the erosional unloading the key factor back feeding the subsequent accelerated uplift and mountain building. Mountain building is therefore primary controlled by isostatic mass compensation processes controlled by the progressive erosion of the growing orogen. This process is driven by the particular climatic conditions at the affected region (pluviosity, erosion and denudation). In spite of the depicted isostatic background, mountain uplift is due to the finite individual displacements happening in each individual earthquake. Nevertheless, the continuous push of tectonic convergence is essential during mountain building, otherwise the gravitational collapse of the growing orogen will take place. The most relevant secondary effects of earthquakes in mountain regions are the slope movements (large scale landslides, rock falls and avalanches). Seismically induced gravitational processes can be outsized, reaching volumes of millions of cubic meters of mobilized rocks over areas of several tenths of square kilometers. These large-scale slope movements can trigger relevant changes of the landscape (slope collapses, valley obstructions, generation of new lakes, etc.). Landscape changes become permanent from earthquake magnitudes*

$\geq 6.5$  Mw and seismic intensity  $\geq$  VIII ESI-07. In many cases mobilized rock volumes can be so significant that coseismic slope movements have been the main erosion factor in convergent mountain systems since the end of the Last Glaciation. Consequently, coseismic gravitational processes have had a great influence on mountain uplift since the Last Glacial Maximum (c. 18 ka BP) up to the present.

**Keywords:** Earthquake, fault, mountain, uplift, erosion, slope movements.

## INTRODUCCIÓN

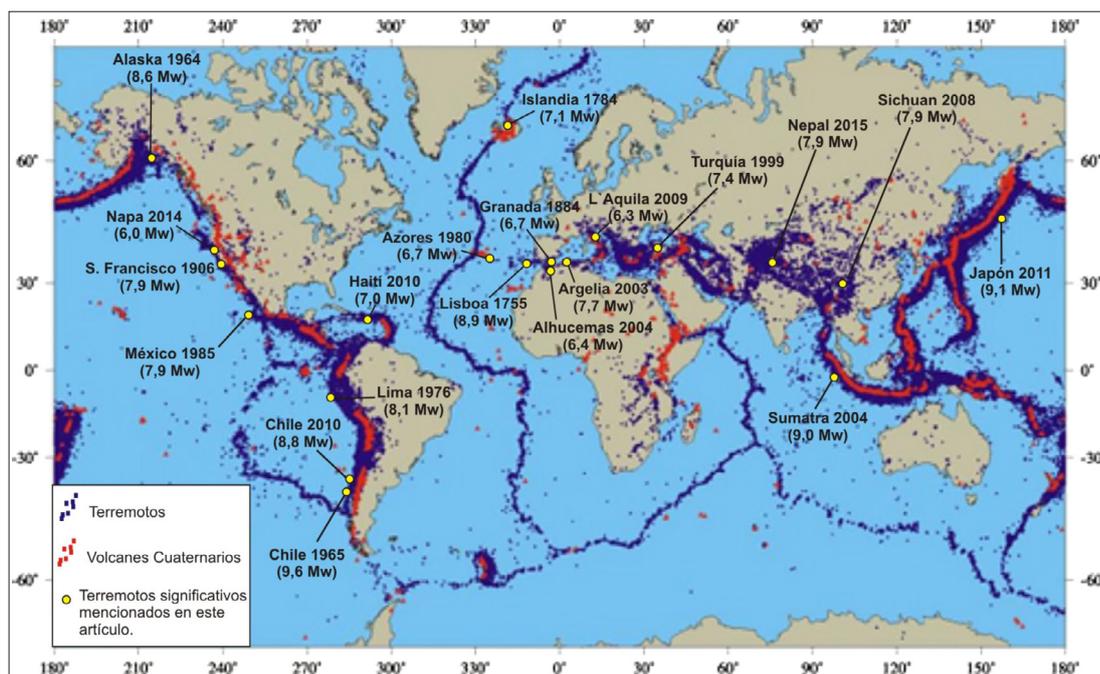
Los mayores sistemas montañosos del planeta han sido esculpidos terremoto a terremoto. Los Alpes, los Andes, la Cadena del Himalaya son sistemas montañosos muy recientes donde la actividad sísmica es muy importante. Tal actividad tectónica provoca el continuo crecimiento y elevación de las montañas, pero al mismo tiempo genera una significativa peligrosidad sísmica con importantes efectos secundarios tales como grandes procesos de desprendimiento y deslizamiento del terreno, así como a aludes y avalanchas de rocas y nieve. El terremoto de Nepal de 2015 (7,8 Mw) es un ejemplo muy reciente de la cadena de acontecimientos que puede generar un terremoto en zonas de alta montaña. Este terremoto dejó un total de cerca de 8.000 víctimas y numerosas ciudades destruidas, incluyendo daños muy graves en la capital Katmandú, así como en las vecinas naciones del Tíbet y la India. El terremoto afectó a la región central del Himalaya provocando múltiples desprendimientos de rocas, deslizamientos del terreno y avalanchas de nieve. Estas últimas afectaron al campamento base de los montañeros que se disponían a ascender al Everest (el pico más alto del planeta, 8.848 msnm) provocando grandes daños y decenas de muertos. A la vez, los datos geofísicos y GPS relacionados con este terremoto están ofreciendo importantes datos

de cómo los terremotos contribuyen al crecimiento de las montañas. El terremoto originó un descenso de cerca de 0,6 m de las cumbres más altas del Himalaya en el Norte mientras que provocó la elevación de cerca de 1 m de las zonas montañosas más bajas situadas hacia el Sur (Elliot *et al.*, 2016). En España la relación entre terremotos y cadenas montañosas también es muy evidente y la mayor parte de los terremotos importantes (históricos e instrumentales) han tenido lugar en las cordilleras Pirenaicas (Norte) y Bética (Sur). Si el lector quiere tener una base previa en cuanto al conocimiento de los terremotos, se recomienda que lea el volumen 19 (nº3) de esta revista que fue editado en 2011 y dedicado íntegramente a los terremotos, incluyéndolos como un recurso didáctico en el aula.

## LA FORMACIÓN DE LAS MONTAÑAS: TECTÓNICA, TERREMOTOS E ISOSTASIA

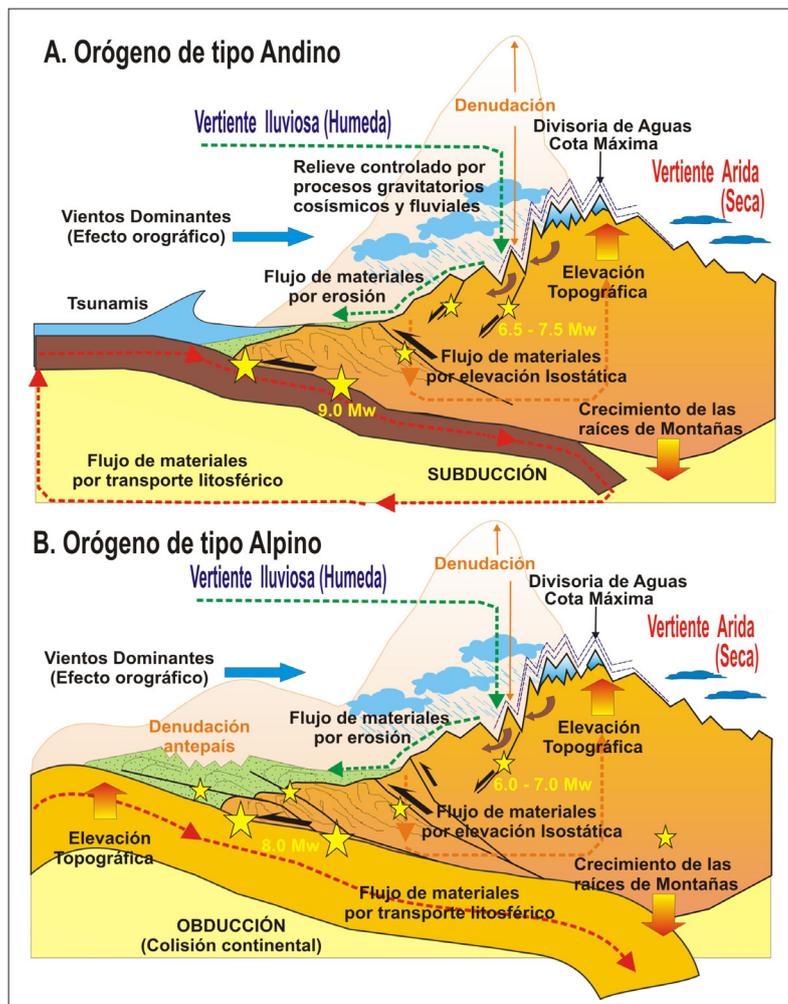
Pero ¿por qué se producen los terremotos en las zonas montañosas? La respuesta la tiene la tectónica de placas que regula la actividad geológica de nuestro planeta. La capa más superficial del planeta (litosfera) se encuentra subdividida en nueve grandes placas y un número mayor de microplacas que se encuentran atrapadas entre las grandes placas (Fig. 1). Los movimientos relativos

Fig. 1. Distribución global de terremotos y volcanes con actividad cuaternaria. Los terremotos comprenden magnitudes entre 4,5 y 5,5 para el periodo comprendido entre 1965 y 1975 (Modificada de Silva y Rodríguez-Pascua, 2016).



de las placas generan tres tipos de márgenes o límites litosféricos: (1) Divergentes, (2) Convergentes y (3) Transformantes. De entre ellos los límites convergentes son las zonas donde dos placas chocan entre sí transformándose los movimientos convergentes horizontales en los desplazamientos y apilamientos verticales del terreno, los cuales dan lugar a los sistemas montañosos u orógenos en terminología geológica. En función de la naturaleza de las placas litosféricas (continental u oceánica), en convergencia se formarán dos tipos de orógenos diferentes: (a) Los orógenos alpinos y (b) los orógenos andinos (Fig. 2). Los orógenos alpinos se producen por la convergencia de dos placas litosféricas continentales como consecuencia de un proceso de colisión continental u obducción en el que se imbrican y apilan los materiales en colisión mediante cabalgamientos tectónicos (grandes fallas inversas de bajo ángulo). Esto es lo que ocurre en los Alpes, los Pirineos, la Bética y los Cárpatos como consecuencia de la colisión entre las grandes placas Africana y Euroasiática. Lo mismo ocurre en el Himalaya como consecuencia de la colisión del subcontinente índico con la gran placa Euroasiática. Por el contrario los orógenos Andinos se producen por la convergencia de una placa de naturaleza oceánica con otra continental. La diferencia de densidad de ambos tipos de placa hace que la más densa (la oceánica) se introduzca por debajo de la menos densa (continental) en un proceso denominado subducción. Este proceso genera importantes procesos de fricción entre ambas placas que dan lugar a cabalgamientos, sismicidad y fundamentalmente vulcanismo, generando cadenas montañosas volcánicas de cientos de kilómetros de longitud. Esto es lo que ocurre en Los Andes y las cadenas volcánicas de Centroamérica, como consecuencia de la subducción de la Placa del Pacífico, u otras menores, bajo la placa Suramericana. Lo mismo ocurre con las Cascadias y Alaska entre las placas del Pacífico y la Norteamericana. En ambos casos la convergencia tectónica y elevación del terreno se traducen en la producción de una importante actividad sísmica.

Las velocidades de convergencia tectónica mencionadas anteriormente se miden desde cm/año en las cadenas andinas, a mm/año en las cadenas alpinas y su transformación a movimientos en la vertical a lo largo de miles y millones de años dan lugar a las montañas. Las velocidades de convergencia son una media de las tasas de acercamiento entre las placas que se realiza a escala de tiempo geológico. En realidad, las placas convergen terremoto a terremoto, pudiéndose desplazar algunos metros durante grandes terremotos y posteriormente estar inactivas durante cientos o miles de años. También puede haber movimientos lentos de *creep* que no generan sismicidad y que contribuyen al acortamiento entre placas. Por poner un ejemplo durante el terremoto de San Francisco de 1906 (7,8 Mw) se produjo un desplazamiento horizontal máximo de 6 m a lo largo de 600 km (Keller y Pinter, 2002). La responsable del mismo fue la Falla de San Andrés, un límite de placas transcurrente entre las grandes placas del Pacífico y Norte América, donde se estableció por primera vez una relación evidente entre fallas y terremotos. Un



ejemplo más reciente lo constituye el Terremoto de Japón de 2011 (9,0 Mw), durante el cual todo el archipiélago japonés se desplazó instantáneamente 8 metros hacia el Oeste, tal y como determinaron las mediciones de numerosas estaciones GPS. En resumen, se puede decir que las tasas de movimiento de las placas litosféricas (velocidades de convergencia o divergencia) son el sumatorio de los desplazamientos finitos individuales que se producen durante cada terremoto a lo largo de miles o millones de años (Silva y Rodríguez-Pascua, 2016).

En realidad hay que decir que la convergencia tectónica entre placas es responsable de alrededor de un 20-30 % de la elevación actual de los sistemas montañosos. El otro 80-70% es responsabilidad de otro proceso geológico de compensación de masas que recibe el nombre de "isostasia" (Whipple, 2009). Según estas ideas a medida que un sistema montañoso gana altitud se acelera su erosión, acelerándose de igual manera la descarga erosiva del mismo y al mismo tiempo su elevación. De esta forma la elevación de un sistema montañoso es proporcional a la erosión (denudación o rebaje del terreno) que ha sufrido el mismo, la cual se acelera cuando en los sistemas montañosos comienzan a operar los procesos erosivos glaciares (Whipple *et al.*, 1999; 2016). Datos recientes recogidos después del terremoto de Nepal indican que el empuje del cabalgamiento frontal principal del Himalaya (*Himalayan Sole Thrust*) no es suficiente para explicar

Fig. 2. Esquemas sintéticos de procesos tectónicos, sísmicos, erosivos (denudación), climáticos e isostáticos más importantes asociados a la formación de cadenas montañosas en márgenes convergentes: A) orógenos tipo andino y B) orógenos tipo alpino.

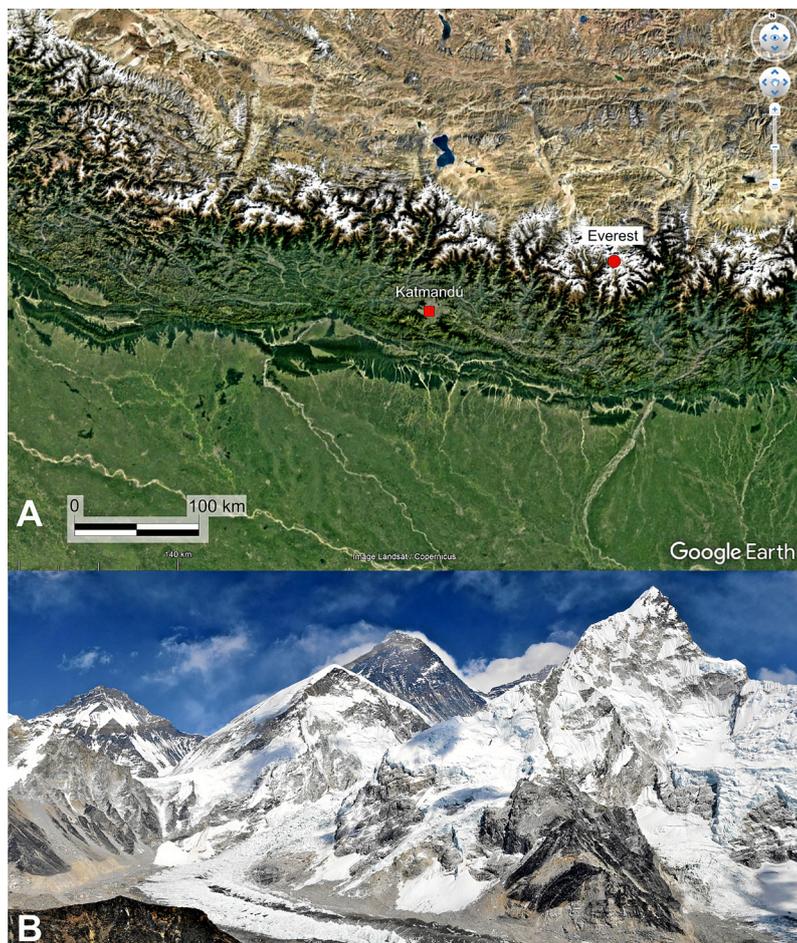


Fig 3. Zona de colisión de la placa india con la placa euroasiática: A) vista de satélite (Google Earth) del frente de cabalgamientos activo (en el Tíbet); B) Zona del "Greater Himalaya" donde se dan las mayores alturas de la cadena montañosa como el Everest, donde la actividad sísmica es menor que en el frente de cabalgamientos (Fotografía cedida por Luis Carcavilla).

la acusada elevación de este sistema montañoso (Whipple *et al.*, 2016) (Fig. 3). Según estos autores el acortamiento y deformación interna de la cadena montañosa se producen en lógica respuesta a la erosión rápida y sostenida a lo largo del tiempo de la misma y puede que sea común en todos los orógenos (alpinos y andinos) del planeta. No obstante el acortamiento tectónico es absolutamente necesario para soportar el relieve de las montañas y mantener la elevación isostática de la cordillera. Así, durante un ciclo intersísmico entre grandes terremotos, se produce el acortamiento y deformación interna de los orógenos. El terremoto relaja los esfuerzos y se produce el hundimiento parcial de las zonas más elevadas y la elevación de las zonas de menor altitud en el cabalgamiento frontal. Así, durante el terremoto de Nepal de 2015, los picos más elevados de la cadena disminuyeron en 60 cm, mientras que la zona sur experimentó una elevación de entre 80 y 100 cm (Elliot *et al.*, 2016). Los desplazamientos cosísmicos también generan cambios en el estado de esfuerzos en las zonas aledañas a la falla que se ha movido, pudiendo cargar tensionalmente fallas cercanas que acortarán el tiempo de acumulación de esfuerzo necesario hasta el próximo terremoto.

La convergencia horizontal entre placas es, no obstante, necesaria para permitir los movimientos de elevación isostáticos manteniéndolos a lo largo del tiempo. De no existir convergencia tectónica activa, los sistemas montañosos se desmoronarían, desplomándose gravitatoriamente. Todo este juego de movimientos horizontales y verticales de la litos-

fera terrestre se resuelve en su mayor parte en los desplazamientos individuales que se producen durante sucesivos terremotos. Eso es, los terremotos son elementos cruciales en la formación, crecimiento y elevación de los sistemas montañosos, pero a la vez son los procesos más importantes en su destrucción y erosión. Datos de isótopos cosmogénicos recogidos recientemente en los valles andinos del Perú, indican que los terremotos han sido la forma dominante de erosión durante los últimos 16.000 años, provocando grandes movimientos en masa especialmente durante las fases más húmedas del Holoceno (McPhillips *et al.*, 2014). Estos procesos de ladera pueden llegar a movilizar volúmenes superiores al millón de metros cúbicos durante terremotos de magnitud superior a 7,0 Mw o intensidades  $\geq$  VIII (Michetti *et al.*, 2007). La figura 2 esquematiza los procesos tectónicos, sísmicos, erosivos (denudación), climáticos e isostáticos más importantes asociados a la formación de cadenas montañosas en márgenes convergentes.

Estos procesos tienen lugar en sistemas montañosos activos dispuestos sobre límites de placas convergentes. Así, la Península Ibérica constituye una de las numerosas microplacas atrapadas entre la convergencia de las grandes placas tectónicas Euroasiática (Norte) y Africana (Sur). En sus bordes de contacto tenemos los dos grandes sistemas montañosos de la Península (Pirineos y Béticas) y las dos zonas tectónica y sísmicamente más activas de España. En el interior de la Península hay otros sistemas montañosos como Sierra Morena o Montes de Toledo, pero estos corresponden a antiguos límites convergentes ( $> 250$  Ma), inactivos en el presente. Este no es el caso del Sistema Central, Cordillera Ibérica o Cordilleras Costeras Catalanas, pertenecientes a la orogenia alpina ( $< 50$  Ma) y donde tiene lugar actividad sísmica, aunque mucho menos importante que en los Pirineos o la Bética. Según el Catálogo de Terremotos históricos de la Península Ibérica (Martínez Solares y Mezcuca, 2002), los terremotos más antiguos en la península Ibérica se remontan al periodo comprendido entre los años 800 y 500 AC y tuvieron lugar en los Pirineos y la Cordillera Bética. Estos últimos acompañados de importantes eventos de tipo terremoto-tsunami similares a los ocurridos durante el Terremoto de Lisboa de 1755 (Silva *et al.*, 2014). Terremotos más recientes, como el de Arenas del Rey de 1884 (7,0 Mw), provocó grandes procesos de deslizamiento incluso a distancias epicentrales de más de 50 km, movilizándolo volúmenes de rocas superiores al millón de metros cúbicos.

También hay que tener en cuenta la orientación de estos movimientos horizontales, que se traducen en las direcciones de máximo acortamiento en la horizontal (deformación) y que son consecuencia directa de los esfuerzos tectónicos que mueven las placas. Por este motivo, una misma dirección de máximo acortamiento en la horizontal puede generar al mismo tiempo fallas de componente normal o inversa, pero a diferentes niveles corticales (Fig. 4). Por ejemplo, la subducción de la placa Pacífica bajo la placa Sudamericana produce una compresión en la zona de contacto con fallas inversas paralelas a la zona de subducción, pero en las zonas más altas, como el altiplano peruano y boliviano, producirá fa-

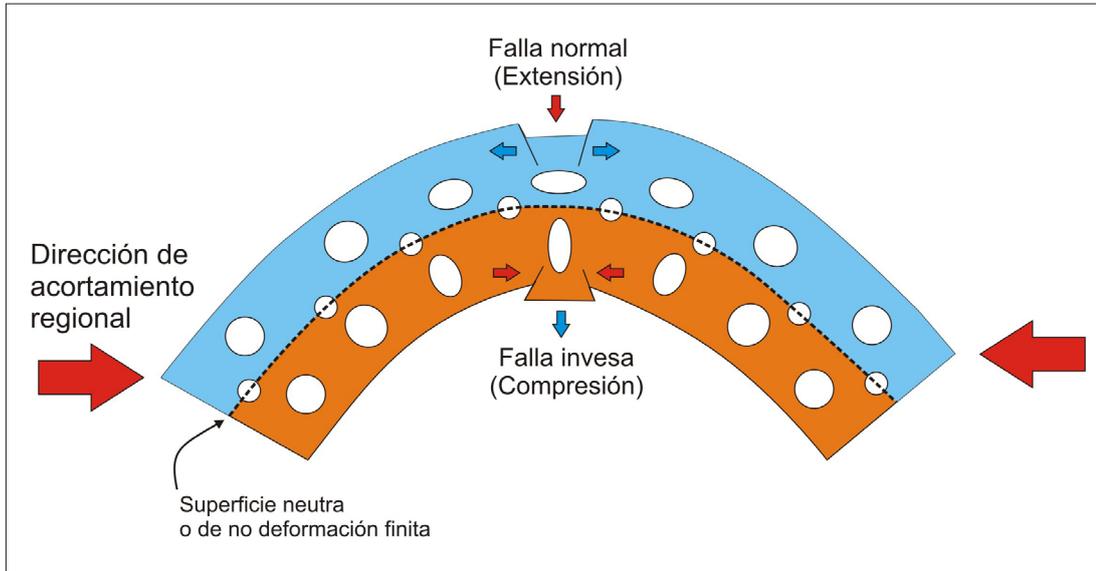


Fig. 4. Ejemplificación de la distribución local de esfuerzos en un pliegue como consecuencia de la aplicación de un esfuerzo regional. El azul representa extensión y los tonos cálidos compresión. Las elipses blancas son los elipsoides de deformación, los cuales son circulares en caso de no haber deformación, como en la superficie de no deformación finita.

llas normales con la misma orientación, esto es lo que se conoce como “deformación coaxial”. Una buena forma de entender este concepto es extender la palma de nuestra mano y plegarla a la altura de los nudillos. Veremos que en la parte interna de la palma nuestra piel se arruga generando pliegues (compresión), mientras que en la parte superior la piel se estira en nuestros nudillos (extensión) y en ambos casos hemos aplicado el mismo esfuerzo. Esto queda claramente reflejado en los mecanismos focales de los terremotos que se producen en profundidad, que son de falla inversa, y en superficie, que son de carácter normal. En ambos casos los planos de falla serán paralelos, tanto para fallas normales como inversas, generándose por el mismo fenómeno y no por fases tectónicas diferentes. En muchos casos fallas inversas que ascienden hacia la superficie como consecuencia del levantamiento del orógeno pasan a reactivarse como fallas normales al pasar de un régimen de esfuerzos a otro.

### PAISAJES SÍSMICOS: DE ESCARPES DE FALLA A FRENTE MONTAÑOSOS

Los frentes montañosos de falla son elementos geomorfológicos mayores donde se acumulan los desplazamientos verticales y horizontales que se van produciendo terremoto a terremoto. Por su parte el producto directo de un terremoto sobre el paisaje es un escarpe de falla o desplazamiento y desnivelación del terreno a lo largo de la falla que ha generado un terremoto. Como ya se ha comentado antes, cuanto mayor es el tamaño de un terremoto, mayor altura y longitud pueden tener los escarpes de falla generados durante el mismo. Normalmente los escarpes de falla de longitudes kilométricas y desplazamientos centimétricos aparecen a partir de magnitudes de alrededor de 6,5 Mw e intensidad VIII ESI-07 (Serva, 1994). Según este autor, a partir de magnitudes 7,0 Mw e intensidad IX ESI-07, las longitudes pueden ser de cientos de kilómetros y los

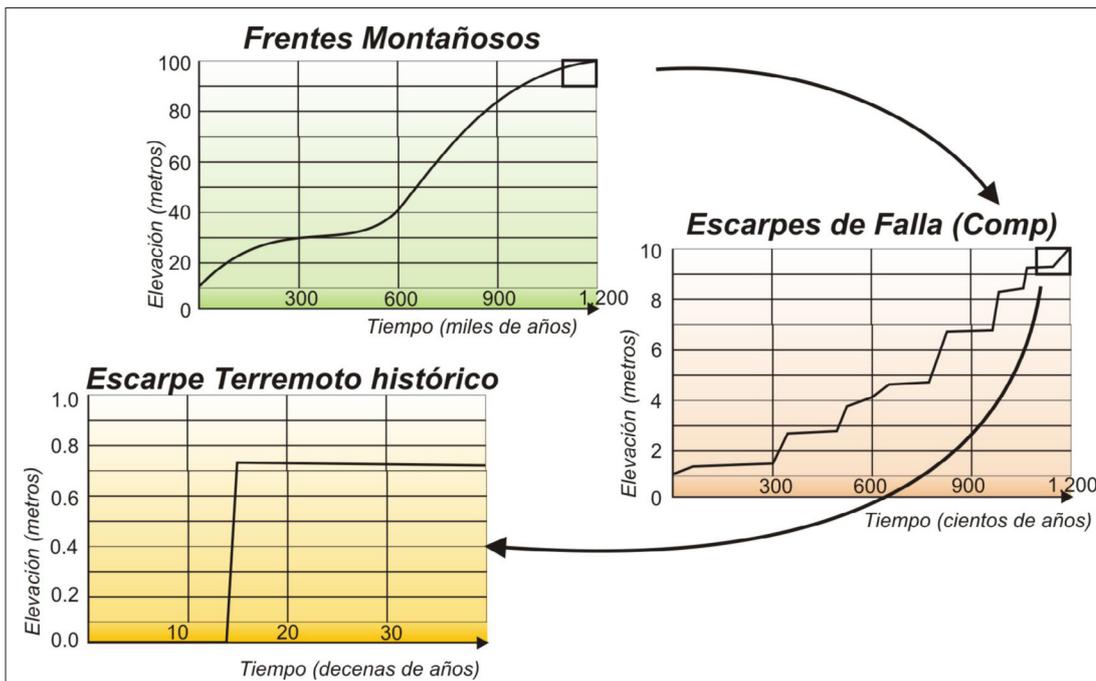
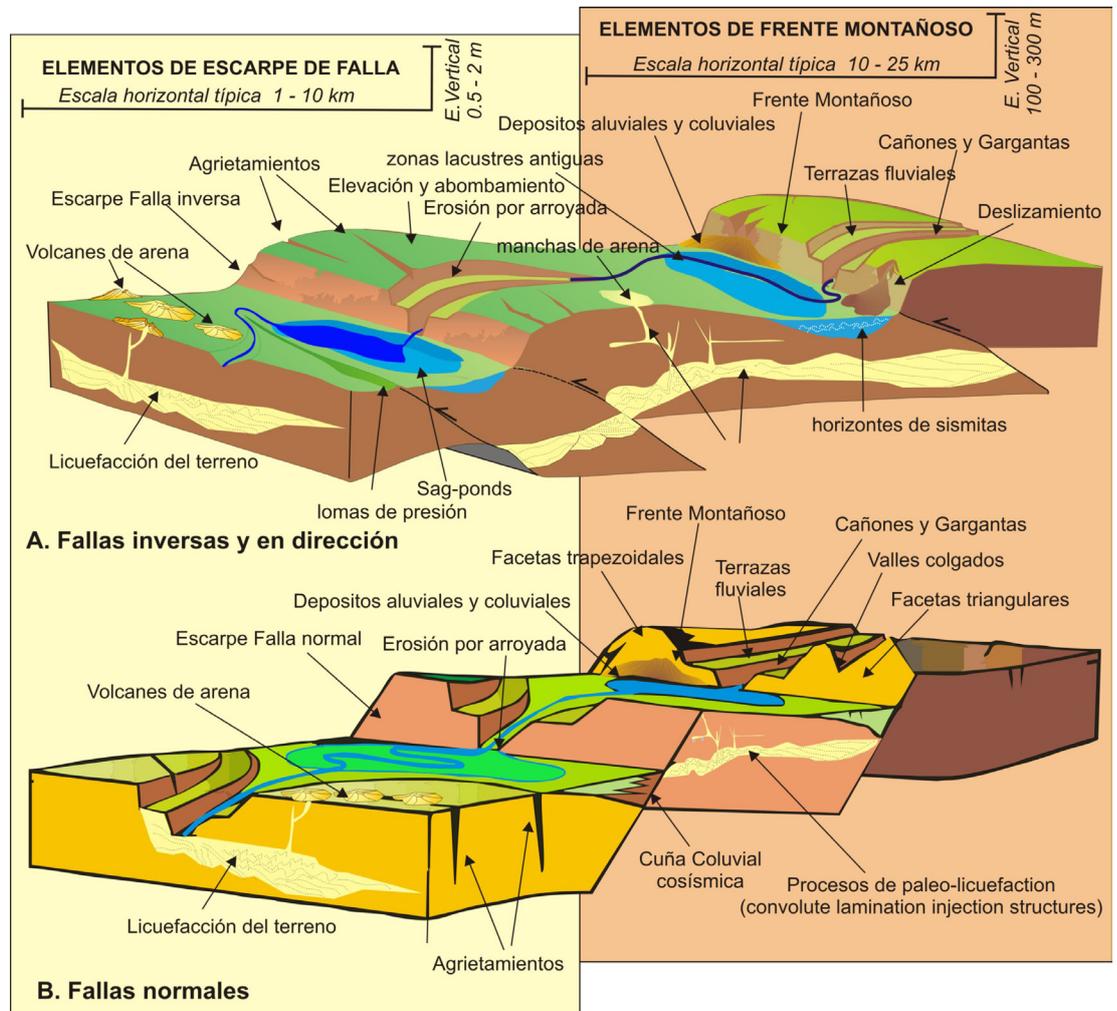


Fig. 5. Ciclo deductivo de Mayer, en el que la observación de frentes montañosos y el análisis de escarpes de fallas nos permite deducir la historia sísmica y elevación de un frente montañoso (Modificado de Mayer, 1986).

Fig. 6. Esquemas sintéticos que muestran las principales características topográficas de los escarpes de falla y los elementos geomorfológicos menores y mayores en los que se integran (frentes montañosos): A) Fallas inversas y en dirección y B) fallas normales. Basado en Bailey et al. (2011) y Papanikolaou et al. (2015).



desplazamientos de algunos cuantos metros. Para magnitudes inferiores a 6,5 Mw e intensidades  $\leq$  VII ESI-07 las rupturas de falla no suelen alcanzar la superficie del terreno, pero el tránsito de las ondas sísmicas por la superficie del terreno puede generar importantes efectos secundarios cosísmicos que, en zonas montañosas o de alta montaña, pueden generar importantes deslizamientos del terreno, desprendimientos y caída de rocas.

Por tanto los desplazamientos del terreno generados durante terremotos históricos (escarpes de falla simples) representan cientos e incluso miles de años de actividad sísmica. Estos se integran en escarpes de falla compuestos que suman diferentes terremotos producidos durante los últimos 10.000 años (aproximadamente el tiempo del Holoceno) que, a su vez se integran en formas mayores como los frentes montañosos de falla que registran la historia sísmica de una región durante cientos de miles a millones de años (Mayer, 1986). Esto es conocido como el ciclo deductivo de Mayer, ya que a partir de lo que podemos observar y analizar sobre el terreno podemos deducir la historia sísmica de un frente montañoso de falla (Keller y Pinter, 2002) (Fig. 5). Dependiendo del tipo de falla (normal, inversa o en dirección) que esté condicionando un frente montañoso este presentará diferentes características geomorfológicas. Estas relaciones entroncan con dos conceptos fundamentales en el estudio de la actividad tectónica reciente

en el paisaje de sistemas montañosos y sus correspondientes frentes montañosos de falla, como son la "Geomorfología Tectónica" y el concepto de "Paisaje Sísmico". La Geomorfología Tectónica se encarga del estudio de las interrelaciones existentes entre los procesos tectónicos que generan el relieve y los erosivos que tienden a degradarlos (Keller y Pinter, 2002). Esto es aplicable a escalas de escarpe de falla o frentes montañosos de falla (Fig. 6), pero cuando hablamos de una cadena montañosa en su conjunto las relaciones entre los procesos tectónicos y los erosivos se encuentran fuertemente condicionados por el clima, ya que la aceleración de los procesos erosivos aumentan la descarga del sistema montañoso y favorecen su elevación (Burbank y Andersson, 2001; Bull, 2007; Hodges, 2006). Por su parte el concepto de "Paisaje Sísmico" puede definirse como el efecto geomorfológico y/o estratigráfico acumulativo de los terremotos sobre el paisaje de una zona durante un intervalo geológico relativamente reciente, comúnmente referido al Holoceno o al último periodo glacial (Michetti et al., 2005; Bailey et al., 2011). Si la señal o las señales sísmicas existentes en el paisaje (p. ej. escarpes de falla) son evidentes y se encuentran poco degradadas (erosionadas) es indicativo de actividad sísmica reciente y pueden utilizarse para evaluar el comportamiento y peligrosidad sísmica de una zona (Stewart y Hancock, 1990; Papanikolaou et al., 2015) (Fig. 7).

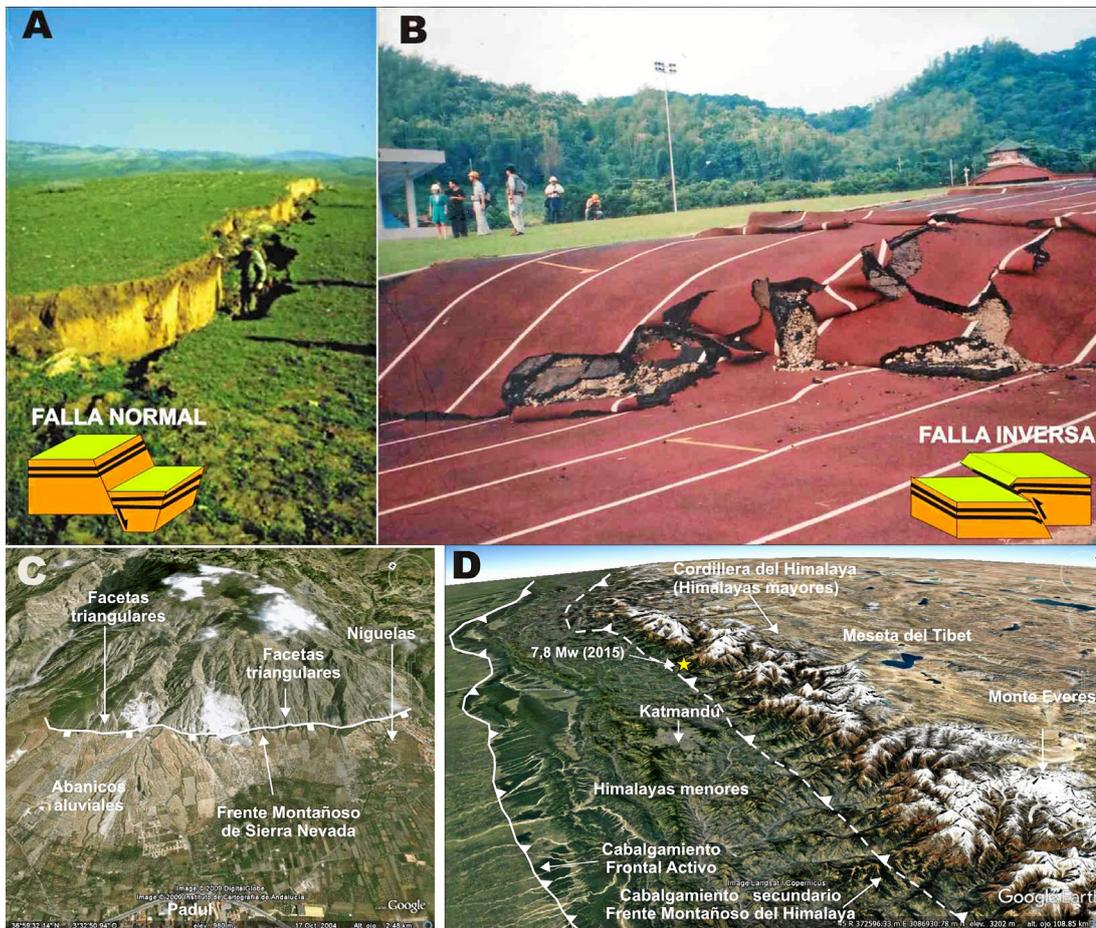


Fig. 7. Ejemplos de escarpes cosísmicos de falla normal (A, terremoto de Landers 1992; 7,3 Mw EEUU) e inversa (B, terremoto de Chichi 1999; 7,3 Mw; Taiwán) y sus respectivas expresiones geomorfológicas a nivel regional para la falla normal de Padul (C, Sierra Nevada, Granada) y el frente de cabalgamientos inversas (sistemas de falla inversas) de la Cordillera del Himalaya (D, regiones de Nepal y Tíbet afectadas por el Terremoto de Nepal de 2015; 7,8 Mw).

La figura 6 resume las principales características de los escarpes de falla y los elementos mayores en los que se integran (frentes montañosos) mostrando los ejemplos más contrastados de fallas normales y fallas inversas a las dos diferentes escalas de análisis del paisaje. El ejemplo de la falla inversa también incluye algunos elementos pertenecientes a fallas en dirección y, en su conjunto, describen la geomorfología más común que podemos encontrar en zonas montañosas creadas por una tectónica compresiva en los márgenes convergentes.

Sin embargo, la preservación de los diferentes elementos geomorfológicos a esas dos escalas (regional a nivel orógeno y local a nivel de estructuras singulares como las fallas) estará controlada por el balance entre la intensidad de la actividad tectónica y los procesos superficiales (erosivos y sedimentarios) que operen en esa zona. En zonas tectónicamente activas el balance tectónica/erosión suele ser positivo desarrollándose paisajes sísmicos muy significativos. Por el contrario, en zonas de balance negativo el paisaje suele estar dominado por formas estructurales controladas por erosión diferencial. No obstante, hay que tener precaución en dos casos: (a) cuando la intensidad de los procesos superficiales sea muy importante o exista mucha vegetación que oblitere los elementos geomorfológicos indicadores de actividad tectónica reciente (McCalpin, 2009); (b) cuando la intensidad de los procesos superficiales sea tan baja (p. ej. zonas desérticas o semiáridas) que formas tectónicas muy antiguas tengan periodos de preservación muy prolongados y parezcan más recientes de lo

que son en realidad (Vita-Finzi, 2002). Dado que los escarpes de falla son los elementos geomorfológicos directamente derivados de la actividad tectónica, su análisis geomorfológico (perfiles longitudinales) y geológico (trincheras de falla) suelen ser las herramientas más utilizadas para establecer la historia sísmica de una falla (McCalpin, 2009; Masana *et al.*, 2011). Por el contrario, los frentes montañosos de falla, en los que se integran con el tiempo, se analizan mediante técnicas geomorfológicas con la aplicación de diferentes índices morfométricos indicadores de actividad tectónica reciente (Keller y Pinter, 2002; Bull 2007), como por ejemplo el índice de sinusidad de frentes montañosos de falla (*Smf index*), la relación altura/anchura de valles (*Vf ratio*) y el índice de *stream gradient* (*SL index*) entre los más utilizados. Además, la combinación de varios índices (*Smf* y *Vf*) permite la clasificación de los frentes montañosos de falla en clases de actividad tectónica controlados por tasas de elevación crecientes. En la Península este tipo de estudios se han aplicado a la Cordillera Ibérica Oriental (Silva *et al.*, 2003) y al frente montañoso de Sierra Nevada en Granada (Pérez-Peña *et al.*, 2010). La aplicación de este tipo de índices morfométricos es cada vez más amplia debido a la aparición de modelos digitales del terreno (MDT), modelos LiDAR libres de vegetación y Fotogrametría UAV mediante Drones. Estos permiten generar modelos 3D del terreno de alta calidad sobre los que implementar los algoritmos que permiten calcular los índices morfométricos con gran rapidez en grandes zonas (Papanikolaou *et al.*, 2015).

## EFFECTOS DE LOS TERREMOTOS EN ZONAS DE MONTAÑA

Los terremotos son uno de los desencadenantes más comunes de procesos de ladera de grandes dimensiones, incluyendo deslizamientos, desprendimientos, caídas de rocas grandes avalanchas de hielo y nieve. Sus efectos son especialmente peligrosos en zonas de montaña, y de alta montaña, donde pueden llegar a ser devastadores como quedó patente durante el terremoto de Nepal de 2015 (7,8 Mw) (Fig. 8). Pequeños deslizamientos en taludes artificiales y caídas de rocas en zonas de montaña o escarpadas pueden registrarse a partir de terremotos de Intensidad V-VI ( $\leq 10^3 \text{ m}^3$ ). No obstante, grandes deslizamientos en laderas naturales de dimensiones catastróficas tan sólo suelen registrarse sobre el terreno a partir de intensidad  $\geq$  VII donde los volúmenes movilizados pueden ser de  $10^3$  a  $10^5 \text{ m}^3$  en zonas rocosas, e incluso alcanzar los  $10^6 \text{ m}^3$  en terrenos blandos poco consolidados. Para intensidades  $\geq$  X, los deslizamientos pueden movilizar volúmenes de roca que superan los  $10^6 \text{ m}^3$  afectando áreas de  $5.000 \text{ km}^2$ , incluso a distancias epicentrales superiores a los 400 km (Michetti *et al.*, 2007). El volumen de material movilizado puede obturar los valles fluviales dando

Fig. 8. Deslizamiento de Langtang producido por el terremoto de Nepal de 2015: A) vista general del valle con el deslizamiento en el centro de la imagen (que se observa en tonos claros) y B) vista de detalle del caos de bloques del material deslizado bajo el cual quedó sepultado el pueblo de Langtang.

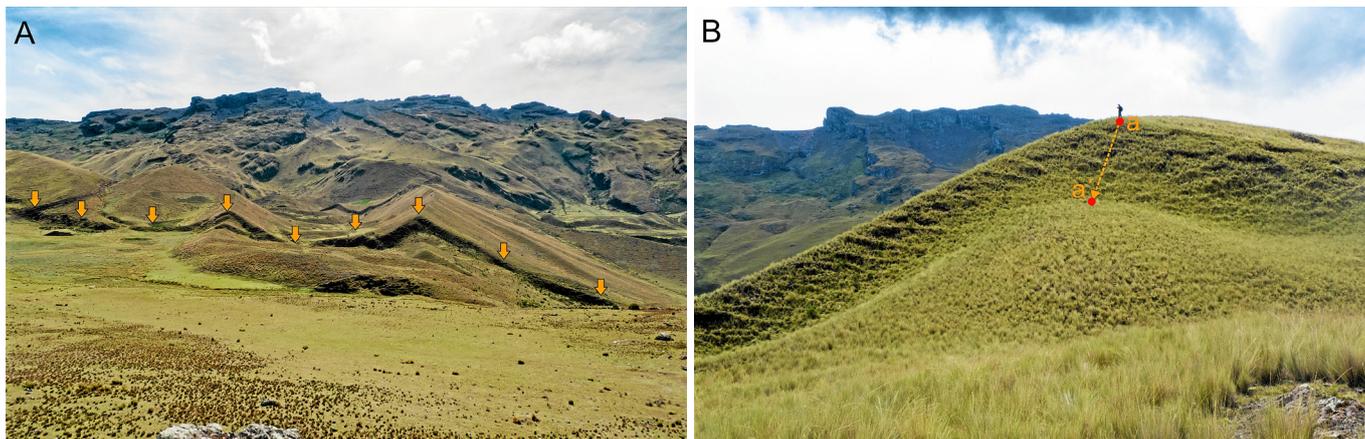


lugar a lagos-barrera cosísmicos (Fig. 9). Un ejemplo significativo de deslizamiento cosísmico de carácter recurrente son los ocurridos en Güevecjar (Granada) como consecuencia de los terremotos de Lisboa de 1755 (XI; EMS) y de Arenas del Rey de 1884 (X; EMS). En 1755 se produjo un único gran deslizamiento ( $>5 \text{ km}^3$ ) en la localidad de Güevecjar, ubicada a 578 km de distancia epicentral, donde el terremoto se sintió con una intensidad de V-VI EMS-98. El deslizamiento, de movimiento lento, afectó gravemente a la antigua localidad de Güevecjar, con la destrucción de aproximadamente el 93% de sus edificios (63 de las 70 casas existentes fueron destruidas). El deslizamiento posteriormente se reactivaría catastróficamente durante el terremoto de 1884 AD dando lugar a la destrucción total de la localidad (Silva *et al.*, 2014).

Aparte de los deslizamientos, otros tipos de movimientos de laderas pueden también producirse durante un terremoto de gran magnitud, tales como caídas de rocas, desprendimientos, y avalanchas, afectando particularmente a zonas de montaña a partir de  $M_w \geq 6$ . No obstante, desprendimientos rocosos de gran envergadura (c.  $1.000 \text{ m}^3$ ) pueden tener lugar a partir de  $M_w \geq 5$  como ocurrió durante el terremoto de Lorca de 2011 (Silva *et al.*, 2014) (ver monográfico del Boletín Geológico y Minero volumen 123 (4) de 2012). Los grandes desprendimientos o avalanchas generados por terremotos pueden ocasionar graves daños en poblaciones y vías de comunicación (carreteras y vías férreas) situadas en valles, pudiendo llegar a bloquearlas o destruirlas, afectando posteriormente a la gestión y llegada de ayuda humanitaria a las zonas afectadas. Un caso muy particular de avalancha son los aludes de nieve, los cuales son comunes cuando los terremotos se producen en zonas de alta montaña. Estos han sido ampliamente documentados en la Cordillera del Himalaya (Nepal, Norte de Pakistán y la India) y en los Alpes del Sur (Nueva Zelanda) (Michetti *et al.*, 2007). Uno de los casos más importantes asociados a avalanchas de nieve es el del terremoto de 1970 en Áncash (Perú) ( $M_w = 7,9$ ). El terremoto produjo un alud que hizo descender la nieve por debajo de la "cota de nieves perpetuas" de la zona, provocando una rápida descongelación de la nieve y una avalancha de lodo y rocas que hizo desaparecer por com-



Fig. 9. Lago-barrera generado por el terremoto de Arenas del Rey (Granada) de 1884 en la zona próxima a Alhama de Granada conocida como Los Tajos.



pleto da ciudad de Yungay, produciendo 100.000 muertos y 25.000 desaparecidos.

Los efectos del colapso de las partes elevadas de las montañas también generan fallas normales en estas zonas que pueden producir importantes terremotos. En los Andes se puede observar muy bien este fenómeno, concretamente en la zona de Cuzco (Perú). La ciudad de Cuzco fue destruida varias veces a lo largo de su historia por importantes terremotos. Valgan como ejemplos el terremoto de 1650 ( $M_s = 7,7$ ) que destruyó la ciudad y generó 5.000 muertos y el más reciente de 1950 ( $m_b = 6,8$ ) que causó 1581 muertos y más del 50% de las edificaciones resultaron destruidas, con importantísimos daños en su patrimonio histórico. Estos terremotos fueron producidos por fallas próximas a la ciudad, siendo una de las candidatas la falla de Pachatusan (Benavente *et al.*, 2013). Esta falla tiene carácter normal y se desarrolla a más de 4.000 m de altura, teniendo una clara expresión geomorfológica con buenos ejemplos de escarpes cosísmicos recientes (Fig. 10).

## CONCLUSIONES

Las montañas se elevan mediante dos procesos, la convergencia de placas tectónicas y la respuesta isostática a la erosión y denudación de grandes relieves. El movimiento en la horizontal representa entre el 20 y el 30% de la elevación de las montañas, el restante 70-80% se debe a procesos de levantamiento por ajuste isostático. Este ajuste se debe al efecto combinado del levantamiento de los orógenos y de su proceso de erosión. La combinación de estos dos fenómenos produce deformaciones corticales que generan grandes fallas que producen terremotos. Los dos tipos principales de orógenos son el Andino y el Alpino, en el primero hay una convergencia entre placa oceánica y continental (subduciendo la primera bajo la segunda) y en el segundo la colisión se produce entre dos masas continentales. En los orógenos de tipo Andino se generan terremotos tanto en la zona de subducción como en el propio edificio montañoso, como consecuencia de la deformación acumulada que se libera en forma de energía elástica (terremotos) por el movimiento de fallas activas. Los orógenos de tipo Alpino están relacionados con el desarro-

llo de grandes cabalgamientos (fallas inversas con importantes desplazamientos horizontales) que superponen grandes mantos de corteza haciendo que se eleven las montañas. Tanto en los orógenos andinos como alpinos se produce un colapso del edificio montañoso a medida que se eleva, quedando compensado por efecto de la isostasia, generándose fallas normales en las partes altas de las montañas. Los terremotos producen efectos secundarios que modelan el paisaje de las montañas, como grandes escarpes de falla y frentes montañosos o grandes deslizamientos y caídas de rocas. Estos efectos pueden llegar a ser de gran importancia a partir de magnitud 6,5 Mw e intensidad  $\geq VIII$  ESl07. Por tanto, los movimientos verticales asociados a los terremotos pueden llegar a suponer hasta un tercio de la elevación de los sistemas montañosos y los efectos secundarios que generan estos sismos modelan el paisaje de las montañas.

## AGRADECIMIENTOS

El presente trabajo es una contribución del proyecto MINECO-FEDER CGL2015-67169-P (QTECTSPAIN-USAL) y EGEO (IGME Ref: 2612). Es una contribución del Grupo de Tectónica Cuaternaria, Paleoseismología y Arqueosismología de la Asociación Española para el Estudio del Cuaternario (QTEC-AEQUA). Queremos agradecer la labor realizada por los dos revisores Raúl Pérez-López y Javier Morales Manzanos que ha contribuido a mejorar este manuscrito.

## BIBLIOGRAFÍA

- Bailey, G.N., Reynolds, S.C. y King, G.C.P. (2011). Landscapes of human evolution: models and methods of tectonic geomorphology and the reconstruction of hominin landscapes. *Journal of Human Evolution*, 60, 257–280.
- Benavente, C., Delgado, F., Taipei, E., Audin, L. y Pari, W. (2013). Neotectónica y peligro sísmico en la región de Cuzco. INGEMMET, Boletín Serie C: Geología Ambiental y Riesgo Geológico, 55, 245 p y 1 mapa.
- Bull, W.B. (2007). *Tectonic geomorphology of Mountains*. Blackwell Publishing, 305 p.
- Burbank, D.W. y Anderson, R.S. (2001). *Tectonic geomorphology*. Blackwell Science, 274 p.

Fig. 10. Falla de Pachatusan en los Andes (Cuzco, Perú): A) traza de falla normal modificando el relieve de la zona (marcado por las flechas naranjas) y B) detalle del escarpe de falla acumulado (a-a') cortando a la mitad una loma (como escala hay una persona encima del punto "a").

- Elliott, J. R., Jolivet, R., González, P. J., Avouac, J.-P., Hollingsworth, J., Searle M. P. y Stevens, V. L. (2016). Himalayan megathrust geometry and relation to topography revealed by the Gorkha earthquake. *Nature Geoscience*, 9, 174–180.
- Hodges, K. (2006). Climate and the Evolution of Mountains. *Scientific American*, 295, 72 – 79.
- Keller, E.A. y Pinter, N. (2002). *Active tectonics: earthquakes, uplift and landscape*. 2<sup>nd</sup> Ed. Prentice Hall inc., 362 p.
- Martínez Solares, J.M. y Mezcua, J. (2002). *Catálogo Sísmico de la Península Ibérica (880 a.C.-1900)*. IGN, Madrid, 253 p.
- Masana, E., Rodríguez-Pascua, M.A. y Martínez Díaz, J.J. (2011). Los paleoterremotos: estudiando el pasado para entender el futuro. *Enseñanza de las Ciencias de la Tierra*, 19(3), 305-316.
- Mayer, L. (1986). Tectonic geomorphology of escarpments and mountain fronts. En: *Active Tectonics (Ed.: Wallace, R.E.)*. Studies in Geophysics Series. Nat. Acad. Press, 125-135.
- McPhillips, D., Bierman, P.R. y Rood D.H. (2014). Millennial-scale record of landslides in the Andes consistent with earthquake trigger. *Nature Geoscience*, 7, 925–930.
- McCalpin, J.P. (2009). *Paleoseismology, 2nd Ed.* Academic Press, International Geophysics Series, 95. Elsevier Publishing, 647 p.
- Michetti, A.M., Audemard, F.A. y Marco, S. (2005). Future trends in paleoseismology: integrated study of the seismic landscape as a vital tool in seismic hazard analyses. *Tectonophysics*, 408, 3-21.
- Michetti, A.M., Esposito, E., Guerrieri, L., Porfido, S., Serva, L., Tatevossian, R., Vittori, E., Audemard, F., Azuma, T., Clague, J., Comerci, V., Gurpinar, A., McCalpin, J., Mohammadioun, B., Morner, N.A., Ota, Y. y Roghazin, E. (2007). *Intensity scale ESI 2007* (Eds.: L. Guerrieri, y E. Vittori). Servizio Geologico d'Italia, 74. Dipartimento Difesa del Suolo, APAT, 53 p.
- Papanikolaou, I., Van Balen, R., Silva, P.G. y Reicherter, K. (2015). Geomorphology of active faulting and seismic hazard assessment: New tools and future challenges. *Geomorphology*, 237, 1-13.
- Pérez-Peña, J.V., Azor, A., Azañón, J.M. y Keller, E.A. (2010). Active tectonics in the Sierra Nevada (Betic Cordillera, SE Spain): Insights from geomorphic indexes and drainage pattern analysis. *Geomorphology*, 119 (1-2), 74-87.
- Serva, L. (1994). Ground effects in the intensity scales. *Terra Nova* 6, 414–416.
- Silva, P.G. y Rodríguez-Pascua, M.A. (2016). Peligrosidad y Riesgo Sísmico: Los Terremotos. En: *Introducción a los Riesgos Geológicos* (Eds.: J. Lario, T. Bardají). UNED, Colección Grado, 57-113.
- Silva, G.P., Goy, J.L., Zazo, C. y Bardaji, T. (2003). Fault-generated mountain fronts in southeast Spain: geomorphologic assessment of tectonic and seismic activity. *Geomorphology*, 50, 203–225.
- Silva P.G., Rodríguez-Pascua M.A., Giner Robles, J.L., Pérez-López, R., Lario, J., Perucha, M. A., Bardají, T., Huerta, P., Roquero, E. y Bautista, B. (2014). *Catálogo de Efectos Geológicos de los terremotos en España*. Serie Riesgos Geológicos/Geotecnia, 4. Instituto Geológico y Minero de España, Madrid. 350 p.
- Stewart, I.S. y Hancock, P.L. (1990). What is a fault scarp? *Episodes*, 13, 256-263.
- Vita Finzi, C. (2002). *Monitoring the Earth: Physical Geology in Action*. Oxford University Press, 189 p.
- Whipple, K. (2009). The influence of climate on the tectonic evolution of mountain belts. *Nature Geoscience*, 2 (97), 104.
- Whipple, K., Kirby, E. y Brocklehurst, S. (1999). Geomorphic limits to climatically induced increases in topographic relief. *Nature*, 401, 39-43.
- Whipple, K. X., Shirzaei, M., Hodges, K.V. y Arrowsmith, J.R. (2016). Active shortening within the Himalayan orogenic wedge implied by the 2015 Gorkha earthquake. *Nature Geoscience*, 9, 711-716. ■

*Este artículo fue solicitado desde E.C.T. el día 10 de mayo y aceptado definitivamente para su publicación el 15 de noviembre de 2017*