

Luis Carcavilla Urquí

Instituto Geológico y Minero de España (IGME-CSIC)

Con sus 8848 metros de altitud, el Everest (Fig.1) es, además del techo del mundo, una montaña llena de singularidades geológicas. Aunque desde tiempos inmemoriales se denomina Sagarmatha en Nepal y Chomolungma en el Tíbet, los británicos decidieron bautizarlo en 1865 con el apellido de un compatriota, George Everest, que fue el superintendente de la Gran Campaña Trigonométrica, un macroproyecto que duró más de 70 años y en el que se cartografió la topografía del subcontinente indio. Hasta 1856 no se descubrió que el Everest era el pico más alto de la Tierra, destronando al Kangchenjunga, de 8586 m, también situado en el Himalaya.



Figura 1. El Everest (pirámide negra en segundo plano en la parte izquierda de la imagen) forma parte de un enorme macizo.

El Himalaya forma una enorme barrera de 2400 km de longitud, que se reparte entre Pakistán, India, Nepal, Bután y China. No es ni mucho menos la cadena montañosa más larga del planeta, pero sí la más moderna, la más activa, la que se ha elevado más rápido y la que tiene los picos más altos. El Himalaya supone una enorme barrera orográfica que condiciona absolutamente el clima de la Tierra. A tan solo 150 kilómetros en línea recta del Everest se sitúa el punto más bajo de todo Nepal, a 64 metros sobre el nivel del mar. Así que, en un centenar y medio de kilómetros, se distribuye un enorme desnivel de casi 9000 metros que genera un relieve escalonado que abarca gran variedad de climas, vegetación, fauna, cultura... y, por supuesto, de geología.

El Everest se sitúa en el Himalaya central, haciendo frontera entre Nepal y China, de manera que la vertiente sur se ubica en Nepal y la septentrional en el Tíbet. En realidad, el Everest forma parte de un enorme macizo en el que se sitúan otras gigantescas montañas, como son el Lhotse, Makalu y Cho Oyu, que son, respectivamente, la cuarta, quinta y sexta montañas más altas de la tierra.

Origen del Himalaya

La cordillera del Himalaya se originó como resultado de la colisión entre las placas litosféricas asiática e india. Esta última estuvo originalmente adosada a Madagascar, Este de África y Antártida, de las que se separó hace alrededor de 140 millones de años durante la rotura del supercontinente Gondwana. De este modo, la India se convirtió en una isla que se desplazó rápidamente hacia el norte

(entre 15 y 20 cm/año) a lo largo del océano Índico, impulsada por el crecimiento cortical propiciado a lo largo de las dorsales medio-oceánicas índicas (Searle, 2018). Aproximadamente hace 50 millones de años la placa india colisionó con la asiática en algún lugar situado en latitudes ecuatoriales. Desde entonces, ha penetrado hacia el norte otros 2500 km, indentándose en el continente asiático (Chatterjee *et al.*, 2013). Incluso hoy en día la India continúa su movimiento hacia el norte respecto a la estable Eurasia a una velocidad de unos 5 cm/año (Fig. 2).

La zona de colisión está marcada por la zona de sutura del Indo-Tsangpo, una estrecha zona que contiene remanentes de ofiolitas, rocas sedimentarias de fondos oceánicos profundos correspondientes al Tethys, un océano que previamente separó ambas placas litosféricas. Toda la cordillera del Himalaya está inclinada hacia el norte debido a que la placa india intenta todavía hoy en día subducir bajo Asia.

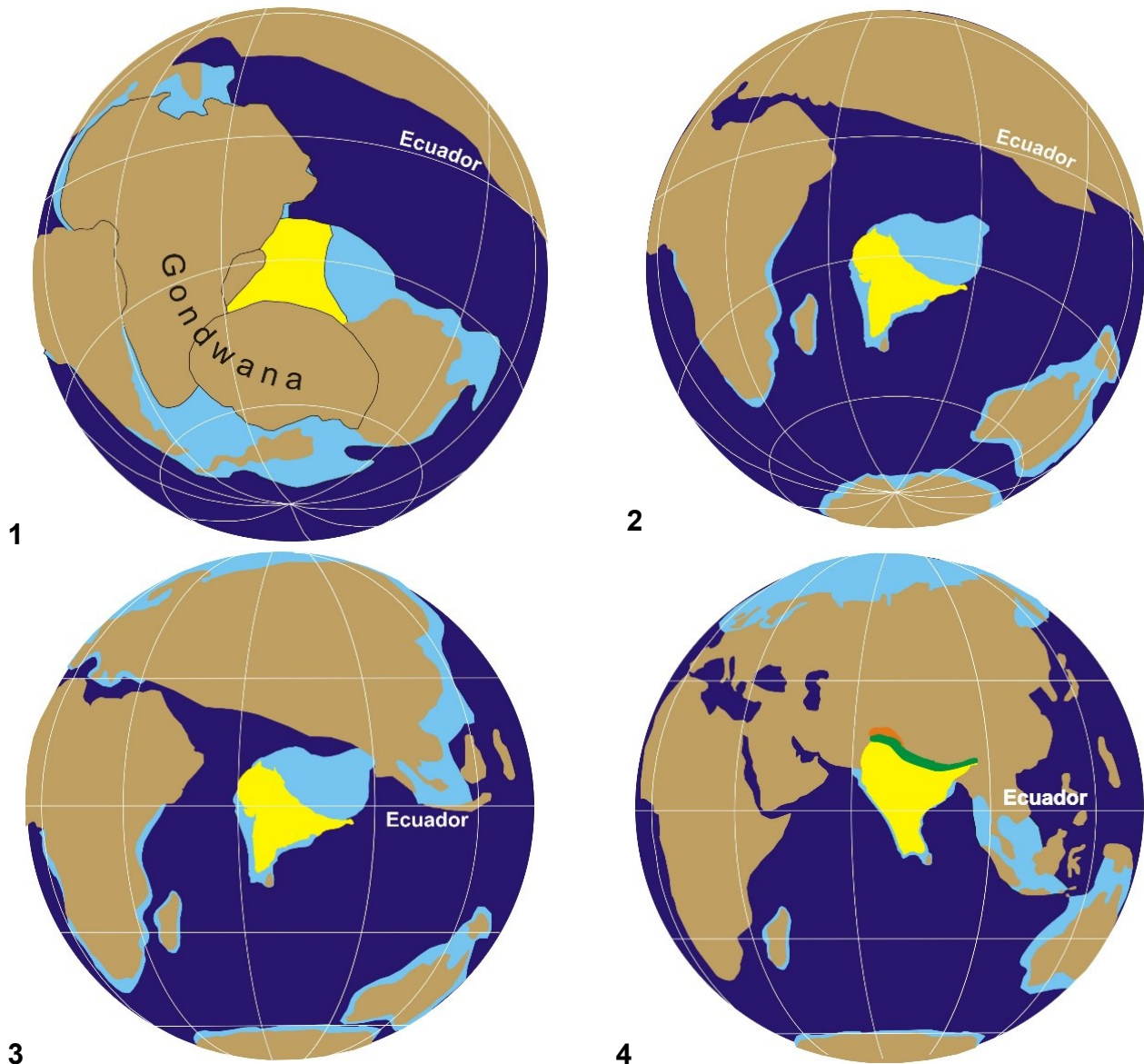


Figura 2. Evolución del microcontinente indio (amarillo) desde que era parte del supercontinente Gondwana hasta formar el Himalaya (verde) y el Karakórum (rojo). En azul claro, la zona sumergida cercana al continente, poco profunda y formada por sedimentos marinos. Extraído de Carcavilla (2020).

La cordillera del Himalaya ya era tan alta como los actuales Andes a finales del Cretácico y comienzos del Paleógeno, antes de la colisión continental. Un enorme batolito granítico de 2500 km de largo se sitúa en el sur del Tíbet y Ladakh (India), y es muy similar en dimensiones y forma a los de los Andes que se extienden por Chile, Perú y Ecuador. Hay también claras evidencias de que el máximo

levantamiento del extremo meridional del Tíbet tuvo lugar como resultado de la subducción de la placa india durante y después de la colisión continental que tuvo lugar hace 50 millones de años.

El Himalaya está formado por rocas de la corteza media y superior del Neoproterozoico al Cenozoico plegadas y cabalgadas (Searle, 2018). Las rocas anteriores se disponen bajo las otras y no afloran en la cordillera, por lo que se supone que han subducido hacia el norte bajo el plató.

Además, la colisión entre India y Asia provocó el engrosamiento cortical que condujo a un episodio de fusión cortical que generó grandes volúmenes de granitos. Según empezó a crecer el Himalaya, la corteza se engrosó, y las rocas profundamente enterradas empezaron a sufrir un intenso metamorfismo como causa de las altas temperaturas y presiones. Las altas temperaturas provocaron que la corteza media llegara a fundirse, produciendo migmatitas (gneises parcialmente fundidos) y, eventualmente, rocas graníticas, como los famosos leucogranitos del Himalaya. Por eso, gran parte de las montañas del Himalaya se formaron a profundidades de entre 50 y 15 km en el interior terrestre, aunque luego afloraron por cabalgamientos hacia el sur a lo largo de gigantes planos de falla (Searle, 2018). Hace alrededor de entre 30 y 20 millones de años, las rocas enterradas alcanzaron su máxima temperatura en la corteza media, superando los 750°C. Empezaron así a fundirse, creando “bolsadas” de material fundido (magma) entre los gneises. El fundido empezó a “fluir” bajo una extremadamente alta presión, conectando las bolsadas entre sí mediante una red de diques y filones. La mayoría de los granitos del Himalaya y Karakorum cristalizaron rápidamente hace entre 17 y 24 Ma, con un hiato hace 20 Ma (Searle, 2018).

Geología del Everest

En el Everest afloran 3 unidades geológicas diferentes (Fig. 3).

La base de la montaña está formada por rocas graníticas y, ocasionalmente, algunos gneises y esquistos (unidad 1 en la Fig. 3). Se trata de un granito de color blanco intenso, que brilla al sol. Se formó hace alrededor de 20 Ma, como resultado de la fusión de la corteza inferior bajo el peso del Himalaya. No solo aparecen en la base del Everest, sino que forman algunos de los picos cercanos, y como son rocas muy resistentes a la erosión suelen generar montañas esbeltas como el Nuptse, el Pumori que está justo enfrente del Everest o el Ama Dablam, quizá el pico más bonito del valle.

Por encima de los granitos se sitúa una unidad que es todo lo contrario: poco resistente a la erosión, lo que provoca que genere muchos desprendimientos de rocas. Se denomina «serie del Everest» y se trata de un conjunto de esquistos y pelitas, es decir, unas rocas metamórficas con estructura laminar y color oscuro, muy antiguas, entre las que intruyeron los granitos de los que hablamos antes (unidad 2 en la Fig. 3). Precisamente entre los granitos y estas rocas metamórficas se sitúa una gran falla normal de bajo ángulo, llamada *detachment* del Lhotse, que pone en contacto estas unidades, y que es bien visible en el recorrido entre el campo 2 y el campo 3, es decir, a unos 7000 m de altitud. Esta falla pone en contacto las rocas metamórficas de grado intermedio sobre rocas de muy alto grado metamórfico y granitos.

Por encima de la unidad de rocas metamórficas se sitúan las «bandas amarillas», unas rocas famosas así llamadas porque son unas capas de un llamativo color ocre, visible desde kilómetros de distancia, y que aparecen también en otros picos. Son fundamentalmente mármoles muy duros que dan lugar a resaltes verticales durante más de 150 m, lo que dificulta la ascensión porque la nieve no suele cubrirlos y los crampones no agarran bien sobre la roca, y menos si es tan dura.

Por encima de las «bandas amarillas» hay otra gran falla, llamada *detachment* del Quomolungma, y sobre ella se sitúa la unidad geológica que corona la montaña. Son unas calizas de color oscuro, que tienen algo menos de 200 m de espesor (unidad 4 en la Fig. 3). Tienen una resistencia desigual y dan lugar a una alternancia de resaltes y rellanos, que incluyen los pasajes de mayor dificultad técnica de la ascensión en ambas vertientes por su verticalidad ya por encima de los 8350 m de altitud. Es en esta unidad, formada en un mar tropical poco profundo y bien iluminado, batido por el oleaje y con arrecifes llenos de vida marina, donde aparecen fósiles de organismos de hace más de 450 millones

de años, que ocuparon hábitats tropicales en uno de los más importantes episodios de diversificación biológica de la historia de la Tierra. Eso significa que esta configuración tectónica provoca que la cumbre del Everest está formada por sedimentos preorogénicos sin metamorfizar que contienen fósiles de conodontos, crinoides, corales e incluso trilobites del Ordovícico (Gansser, 1964; Sakai *et al.*, 2005). Es difícil imaginar una mejor demostración de lo dinámico que es nuestro planeta. Lo más curioso es que fueron encontrados por primera vez a principios de los años 60 del siglo XX, un poco antes de que se descubriera la tectónica de placas, así que los geólogos de la época debieron tener una sensación agri dulce: por un lado, la sorpresa de ver que el techo del mundo era un antiguo mar, por otro lado, el no saber explicar cómo podía ocurrir eso.

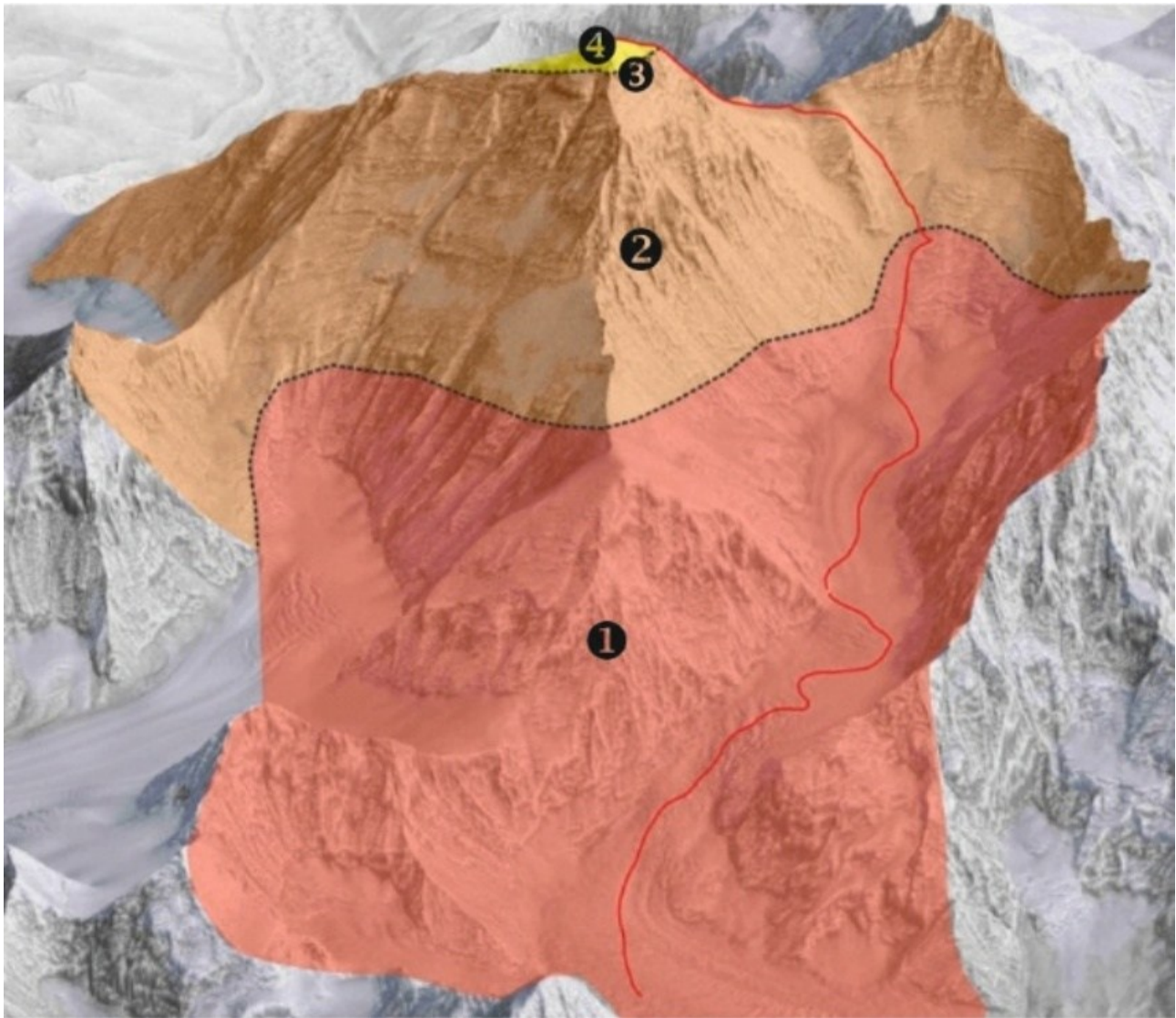


Figura 3. Tres grandes unidades geológicas presentes en el Everest. 1: granitos; 2: serie del Everest: pelitas y calcoesquistos. Proterozoico terminal-Cámbrico; 3: Bandas amarillas. Calcosilicatos y mármoles. Cámbrico superior. 4: Formación Quomolungma. Calizas arenosas recrystalizadas. Ordovícico Inferior-Medio. En rojo, la ruta de ascenso por la vertiente meridional. Los números de las unidades coinciden con los de la Fig. 4.

Descubrimientos recientes

El Everest sigue centrando la atención de los científicos, que siguen investigando sobre su origen y estructura tectónica. Hace dos años una investigación reflejó una nueva hipótesis para explicar la excepcional altitud de esta montaña (Han *et al.*, 2024). Una cosa que llama mucho la atención cuando se revisan las altitudes de los picos más altos del Himalaya es que el Everest es mucho más alto que el resto. Así, el Everest es casi 250 m más alto que el K2, que es la segunda cumbre más alta del

Himalaya, y los cuatro siguientes picos apenas tienen 120 m de diferencia (8611 m, 8586 m; 8516 m; 8485 m). Así, el Everest es sorprendentemente más alto y esto debe tener una explicación geológica.

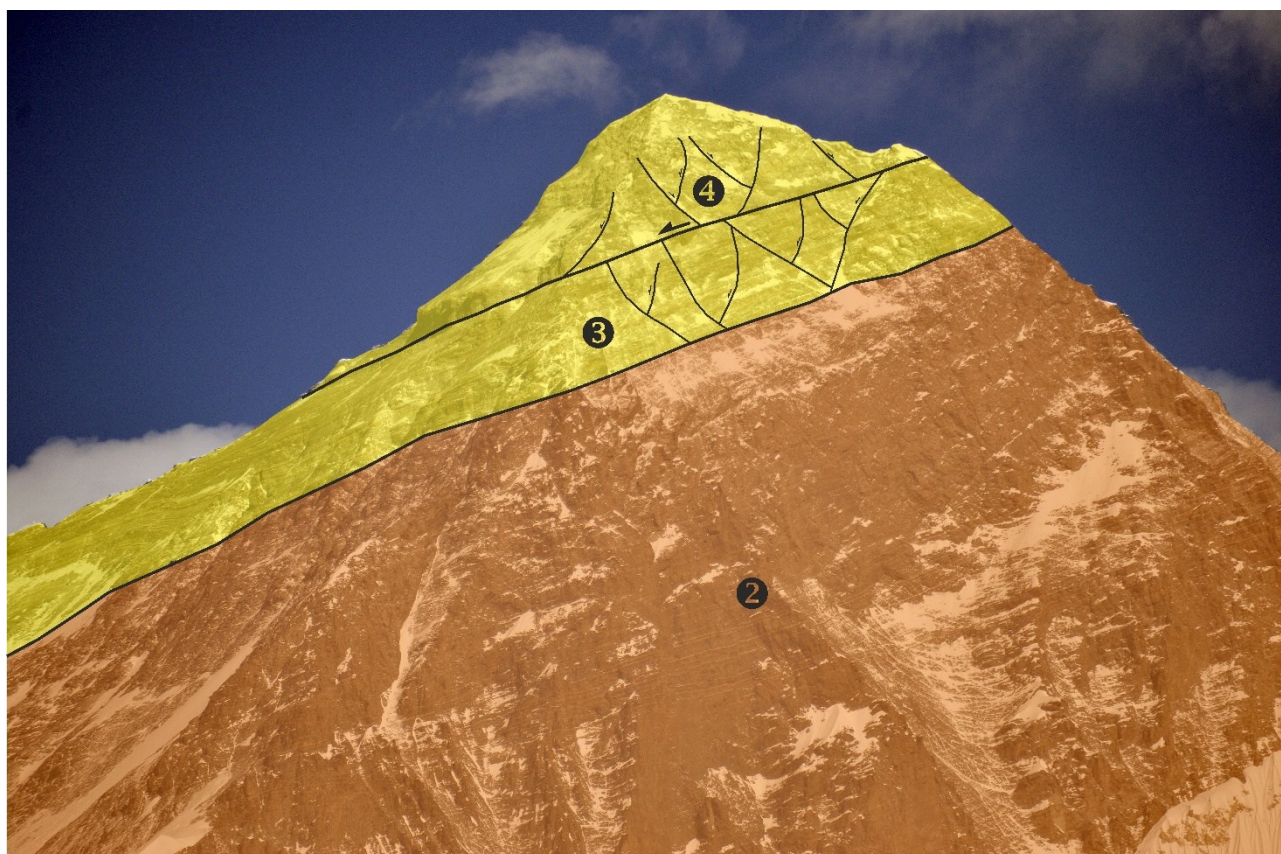


Figura 4. Detalle de las unidades geológicas de la pirámide somital del Everest. Los números de las unidades coinciden con los de la Fig. 3.

A priori, una posible explicación es que en la elevación del Everest participara una componente adicional que solo afectara a él y los picos más cercanos. Revisando los datos de elevación de esta región, se observa que hay una desconexión entre la ratio de elevación a corto plazo medido con GPS (2 mm/año) frente a la de largo plazo medido por termocronología (1 mm/año). Este desajuste sugiere que posiblemente sí haya un mecanismo subyacente que influya en la tasa de elevación. ¿Pero cuál?

Un posible mecanismo para explicar esta anomalía altitudinal y las recientes ratios de elevación podría estar en los ríos que lo circundan. El río Arun drena una gran área al norte del Everest antes de girar bruscamente hacia el sur y excavar una de las gargantas más profundas del mundo. Al revisar los otros cursos fluviales, se cree que el río Arun fue “capturado” hace 89 000 años por otro río (llamado Kosi), modificando su trazado que hoy en día se mantiene en dirección oeste-este en su cabecera, y norte-sur en su curso medio.

Esta captura fluvial puede tener implicaciones en la elevación del Everest, ya que altera el trazado fluvial y el transporte de sedimentos (eficacia erosiva del río) mediante la remodelación de la divisoria y la red de drenaje. Si la captura es responsable del patrón de drenaje de los ríos Kosi y Arun, provocaría un aumento de la descarga fluvial que impulsaría la incisión de la garganta. Esta incisión desencadenaría una compensación isostática, provocando el rebote de la corteza terrestre, que se combe bajo el peso de la montaña, pero “rebota” al eliminar parte de la carga que tiene, debido a la erosión del nuevo río capturado. Eso daría lugar al levantamiento de la superficie de las partes no incididas de la zona circundante, incluidos los picos de las montañas, hasta el punto de que podría explicar 800 metros de su elevación. En los próximos años veremos si se confirma esta teoría, que podría explicar por qué el Everest es, por mucho, el techo del mundo.

Bibliografía

- Carcavilla, S. (2020). *Geología desde el Campo Base*. Ediciones Desnivel, Madrid, 155 pp.
- Carcavilla Urquí, L. (2018). Atlas geológico de cuatro montañas míticas. *Enseñanza de las Ciencias de la Tierra*, 26 (1), 99-108.
- Chatterjee, S., Goswami, A. y Scotese, C.R. (2013). The longest voyage: Tectonic, magmatic, and paleoclimatic evolution of the Indian plate during its northward flight from Gondwana to Asia. *Gondwana Research*, 23 (1), 238-267. DOI: <https://doi.org/10.1016/j.gr.2012.07.001>
- Ganser, A. (1964). *Geology of the Himalaya*. InterScience Publishers, New York, 289 pp.
- Han, X., Dai, J.G., Smith, A.G.G., Xu, S.Y., Liu, B.R., Wang, C.S., Fox, M. (2024). Recent uplift of Chomolungma enhanced by river drainage piracy. *Nature Geoscience*, 17, 1031-1037. DOI: <https://doi.org/10.1038/s41561-024-01535-w>
- Sakai, H., Sawada, M., Takigami, Y., Orihashi, Y., Danhara, T., Iwano, H., Kuwahara, Y., Dong, Q., Cai, H. y Li, J. (2005). Geology of the summit limestone of Mount Qomolangma (Everest) and cooling history of the Yellow Band under the Qomolangma detachment. *Island Arc*, 14 (4), 297-310. DOI: <https://doi.org/10.1111/j.1440-1738.2005.00499.x>
- Searle, M.P. (2018). Continentes en colisión, creación de montañas. *Enseñanza de las Ciencias de la Tierra*, 26 (1), 5-10.

Para citar este artículo:

Carcavilla Urquí, L. (2026). Everest. Geología del techo del mundo. *GeoLaciana* 2026, artículo 3.