

CAPÍTULO 3

GEOMORFOLOGÍA VOLCÁNICA

Gabriela I. Massaferrero y Miguel J. Haller

1. INTRODUCCIÓN

Los rasgos volcánicos pueden ser descriptos a tres niveles o escalas diferentes: globales, regionales y locales. La escala global comprende los rasgos relacionados a la tectónica de placas, como las cordilleras Centro Oceánicas y zonas de subducción. Los rasgos a nivel regional son las mesetas basálticas y las cadenas de volcanes relacionados a puntos calientes (*hot spots*), mientras que los locales se refieren a formas volcánicas individuales que constituyen los rasgos de escala regional o global como por ejemplo conos de ceniza o de escorias, tubos de lava, albardones (*levees*), *tumulis*, crestas de presión, etc. (Hickson *et al.* 2013).

2. RASGOS VOLCÁNICOS GLOBALES

2.1. Cordillera centro oceánica

Un valle de rift es una depresión elongada limitada por fallas normales (graben) que se producen en márgenes divergentes entre placas oceánicas. El fondo es plano porque está relleno por sedimentos marinos. Pueden extenderse desde cientos a miles de kilómetros de longitud. La más extensa conocida es la cordillera Centro-Atlántica. El ascenso de magma en esas regiones genera volcanes basálticos submarinos que dan origen a

nueva corteza oceánica. Muchas veces, los volcanes pueden emerger sobre la superficie del agua, y formar islas volcánicas como en el caso de Islandia.

2.2. Zonas de subducción

Las zonas de subducción suman 55.000 km de márgenes de placas convergentes y su expresión externa es la formación de trincheras oceánicas y cadenas o cordilleras montañosas. La cordillera de los Andes se extiende por 7.000 kilómetros y su pico más alto es el Aconcagua con 6.960 msnm, constituyendo la cordillera más larga del planeta Tierra. Tiene más de 100 picos que sobrepasan los 6.000 metros de altitud. Se localiza en la región occidental de América del Sur, desde la costa del Caribe hasta el extremo sur del continente, a través de 7 países: Colombia, Venezuela, Ecuador, Bolivia, Perú, Chile y Argentina. Se calcula que contiene alrededor de 183 volcanes activos. En Argentina hay 37 volcanes activos según el IGN, Tuzgle, Tipas, Arizaro, Laguna del Maule, Sosneado, Maipo, Lanin, Peteroa, Tromen, Copahue, etc. La mayoría de estos volcanes son conos compuestos de composición andesítica.

3. RASGOS VOLCÁNICOS REGIONALES

Se consideran formas mayores a 100 km de longitud y comprenden los *rift* continentales, *plateaus* basálticos e ignimbríticos y campos volcánicos.

3.1. Rift continentales

Son valles de origen tectónico generados por extensión de la corteza continental. La depresión central puede estar ocupada por volcanes cuya composición es más variada que en los *rifts* oceánicos, puede haber carbonatitas, lavas peralcalinas eruptadas de volcanes en escudo, conos de escoria o fisuras. También es frecuente que la depresión esté ocupada por lagos, como en el *rift* de África Oriental (Fig. 1), Baikal, o Río Grande.

3.2. Mesetas basálticas o Plateaus

Son apilamientos de coladas basálticas fluidas (generalmente *pahoehoe*) de composición to-

léitica, eruptadas a partir de fisuras, que ocupan grandes extensiones y sepultan la topografía subyacente. Los conductos fisurales pueden quedar evidenciados por la alineación de conos monogénéticos, ya sean de lava, ceniza o escoria, la que puede estar aglutinada.

A su vez, cada uno de los flujos basálticos puede desarrollar disyunción columnar. Entre los más extensos se pueden mencionar el *plateau* de Siberia que cubre $2,6 \times 10^6$ km², el de Deccan en la India, de 512.000 km² y 2.000 metros de espesores y el de Columbia en Norteamérica, que tiene 175.000 km² de superficie, el de Paraná-Etendeka en Sudamérica y África occidental, con 1×10^6 km² de superficie. En Patagonia hay también *plateaus* o mesetas basálticas, aunque de menor extensión, como las Mesetas de Somuncura, Canquel y Lago Buenos Aires (Fig. 2). Es común observar deslizamientos rotacionales en sus bordes, lo que puede llevar a la destrucción total del *plateau* (Fig. 2) También se pueden observar en la superficie de los *plateaus* depresiones circulares que se producen por el desplome del techo de un tubo de

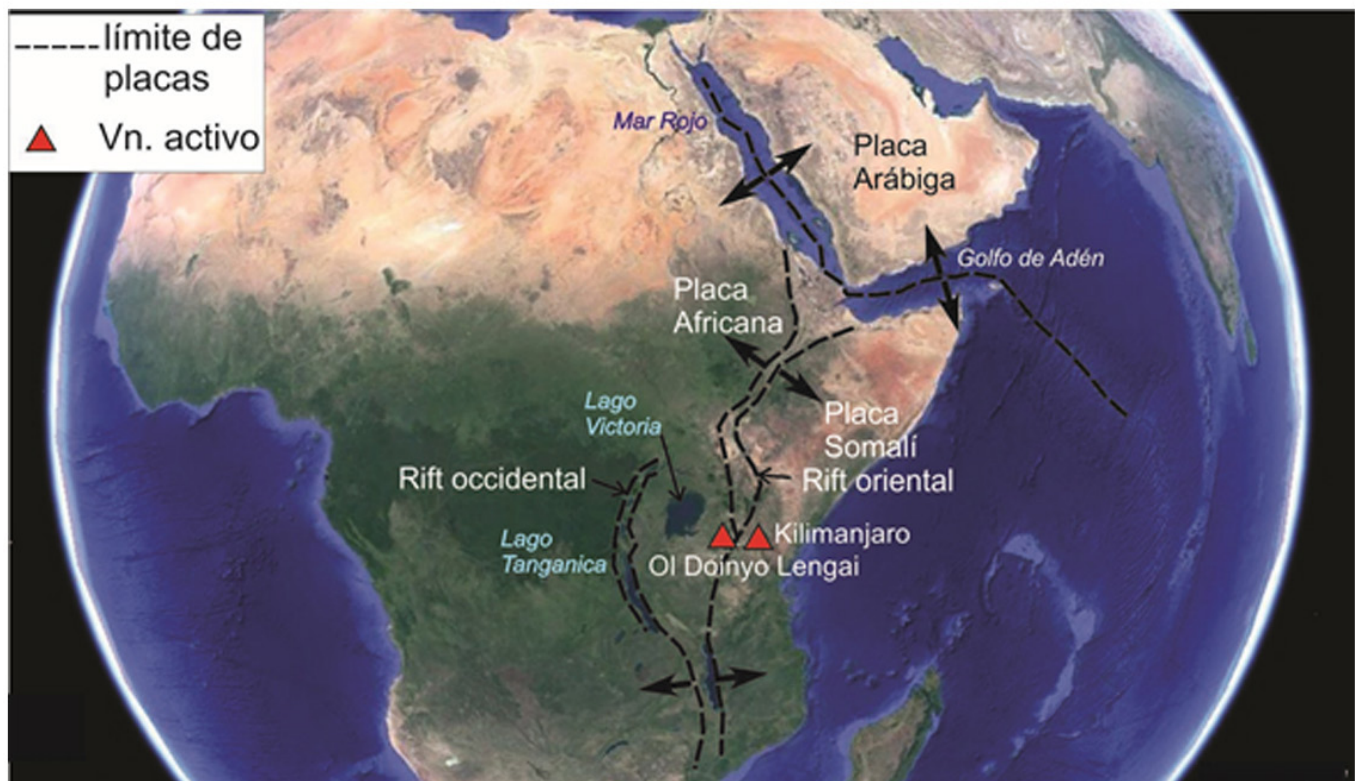


Figura 1. Imagen Google Earth del *rift* continental africano con los límites de placas y dirección de separación de las mismas (flechas negras).

lava, por la presencia de *maares* posteriores y, en menor proporción, impactos meteoríticos.

3.3. Plateaus ignimbríticos

Son mesetas formadas por el apilamiento de flujos piroclásticos asociados a erupciones explosivas, generalmente próximos a grandes calderas. Se caracterizan por rellenar la topografía preexistente y desarrollar una superficie muy plana. Dependiendo del grado de soldamiento de los flujos, pueden dar variadas formas de erosión, como las “chimeneas de hadas” de Capadocia (Turquía). Éstas se forman por erosión diferencial de estratos de ignimbritas o tobas protegidas por una capa más dura por encima (Fig. 3a). Otro ejemplo muy conocido es el *plateau* formado por la Toba

Bandelier en Valles Caldera (Nuevo México). En los *plateaus* más antiguos, es muy común la formación de cuevas o aleros que han dado abrigo a grupos de cazadores-recolectores desde épocas muy remotas como el *plateau* ignimbrítico del Grupo Chon Aike en el Macizo del Deseado (Fig. 3b), o la Formación Marifil en el Macizo Norpatagónico, ambos de edad jurásica. Hay *plateaus* más jóvenes en la Puna, de edad terciaria y cuaternaria y, la Ignimbrita Barda Colorada en Chubut.

3.4. Cadenas de Puntos Calientes (Hot Spots)

Un punto caliente es un sitio del planeta donde hay ascenso de calor desde el manto (pluma mantélica) que genera volcanismo no asocia-

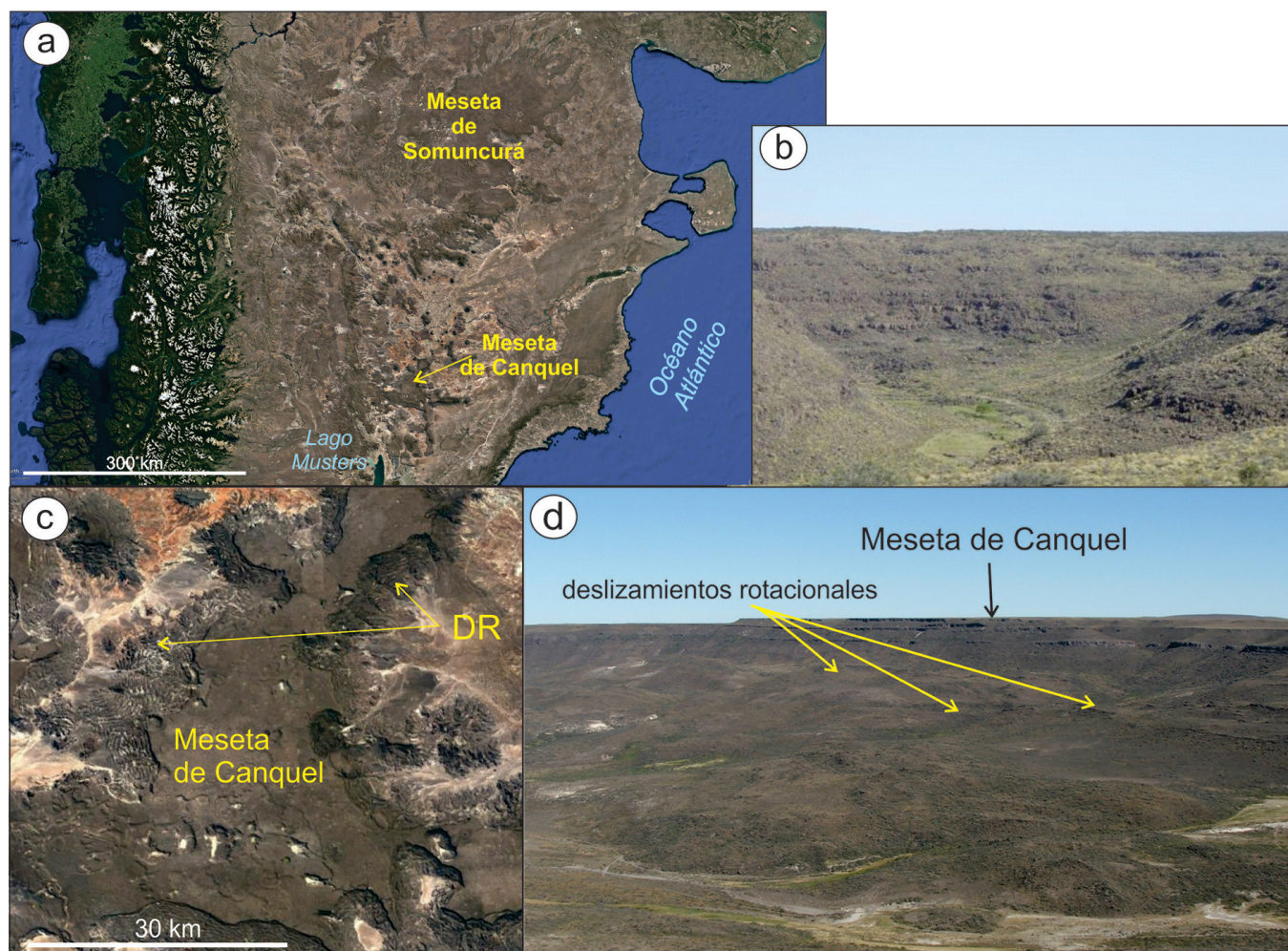


Figura 2. a) Imagen Google Earth de un sector de Patagonia con la ubicación de las mesetas de Somuncurá y Canquel. b) Fotografía de apilamiento de coladas de la Meseta de Somuncurá. c) Imagen Google Earth de la Meseta de Canquel bordeada por deslizamientos rotacionales. d) Foto panorámica del borde oriental de la Meseta de Canquel donde se puede apreciar el apilamiento de flujos basálticos y los deslizamientos rotacionales (DR) que la afectan en todos sus bordes.

do a márgenes de placas. Su posición es fija en el manto, de modo que cuando las placas se van deslizando sobre el punto caliente, se genera una cadena de volcanes cuya edad va aumentando a medida que nos alejamos del punto caliente. Uno de los ejemplos más conocidos es la cadena de montes submarinos de Hawaii-Emperor de 6.500 km de longitud. Algunos de estos montes, en verdad volcanes en escudo, emergen para formar islas oceánicas. El volcán Mauna Loa, uno de los más grandes volcanes activos, tiene una altura de 17.700 m, pero solo sobresalen de la superficie del mar 4.000 metros. Los volcanes más antiguos de esta cadena han sido erosionados por el mar

generando formas volcánicas de techo plano denominados *Guyots*. Otros ejemplos de puntos calientes son las islas Galápagos, Azores, Réunion, etc. También hay *hot spots* dentro de los continentes. Aquí el basalto funde la corteza continental que origina magmas más ricos en sílice y se producen erupciones explosivas y violentas como la que originó la caldera de Yellowstone en el oeste de EEUU, posteriormente al vaciamiento de la cámara magmática puede haber efusión de magmas basálticos a través de los mismos conductos.

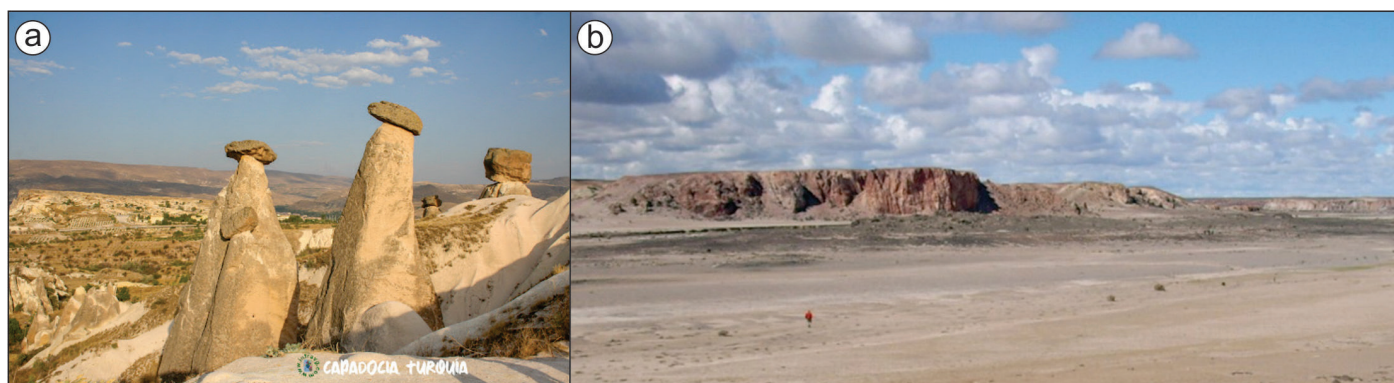


Figura 3. a) Fotografía de las “chimeneas de Hadas”. Capadocia, Turquía (Foto de Wikipedia, [GNU Free Documentation License](#)) b) Vista panorámica del *plateau* ignimbrítico del Macizo del Deseado.

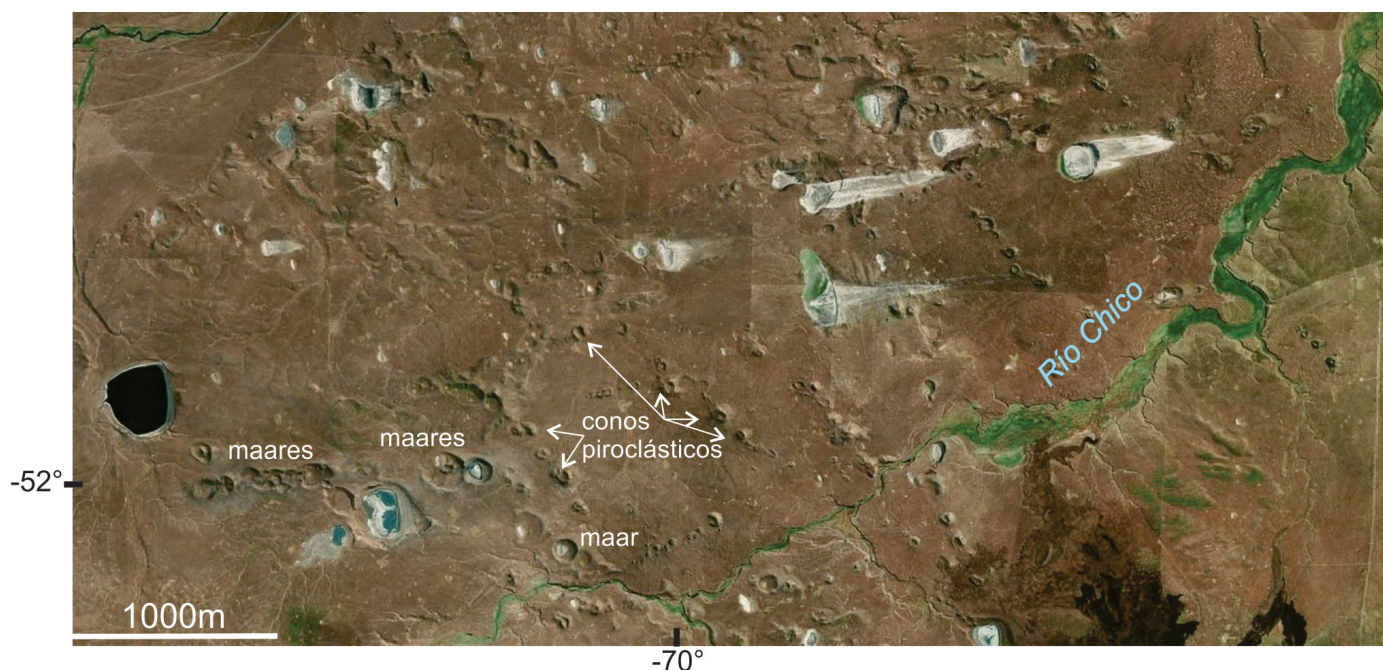


Figura 4. Imagen satelital bing del Campo Volcánico de Pali Aike, provincia de Santa Cruz. Se observa la presencia de *maares* (depresiones circulares en ocasiones ocupadas por agua) y conos de escoria alineados evidenciando la posición de los conductos alimentadores.

3.5. Campos de conos volcánicos

Con este nombre se hace referencia a zonas extensas sembradas de gran cantidad de conos volcánicos monogenéticos. Los conos monogenéticos son aquellos que han eruptado una sola vez en su historia y comprenden conos de escoria, de ceniza, anillos de tobas y *maares* (Connor y Conway 2000). En general se relacionan a zonas de retroarco o bien de intraplaca, como los campos volcánicos de Pali Aike, Gastre o Payenia (Fig. 4).

4. RASGOS LOCALES

Han sido definidos por Hickson *et al.* (2013) como aquellos rasgos de tamaño menor a 100 kilómetros. Incluimos en este apartado a los distintos tipos de lavas, domos y volcanes.

4.1. Flujos de lava, domos y coulées

Los flujos de lava son los rasgos volcánicos más abundantes de la superficie terrestre (Kilburn 2000) y se definen como la emisión de magma in-

candescente a través de un conducto volcánico, central o fisural. La composición (contenido de sílice y de gases disueltos) junto con la viscosidad y temperatura del magma determinan el tipo de erupción: efusiva o explosiva. Los magmas básicos, de bajo contenido en sílice y en agua, son muy fluidos y producen efusiones tranquilas del tipo hawaiano, a lo sumo estromboliano, mientras que los magmas más ricos en sílice y con mayores contenidos de agua, son viscosos (dacíticos-riolíticos) y responsables de erupciones explosivas y violentas, que generan flujos piroclásticos o lluvias de cenizas. Sus lavas son muy espesas y de forma globosa, no fluyen, sino que forman domos que pueden alcanzar hasta 1 km de alto. A veces, del centro de emisión puede extruirse un flujo elongado que se denomina *coulée*.

4.1.1. Flujos de lava: Los magmas de composición basáltica a basandesítica forman flujos de lava con forma de lóbulo alargado que pueden extenderse por decenas de kilómetros. Una vez solidificados forman mantos tabulares cuyo espesor puede variar desde 5 a varias decenas de metros. Los fe-

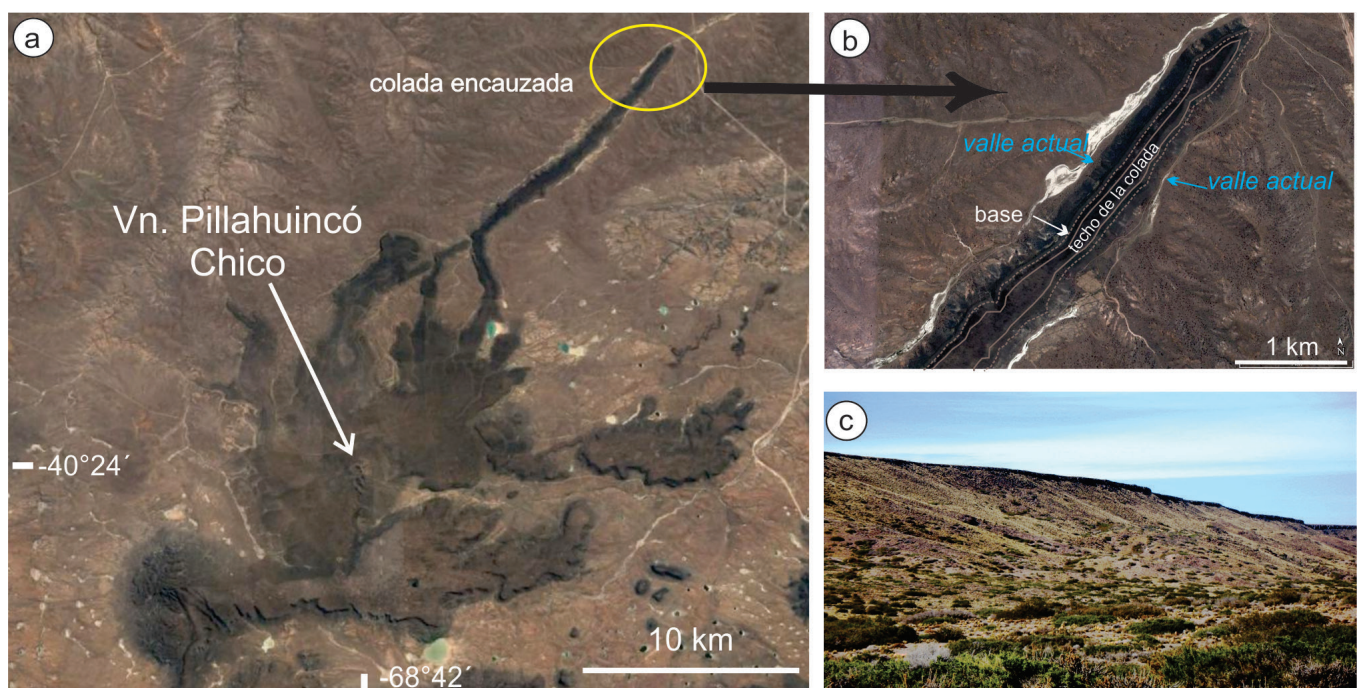


Figura 5. Imágenes Google Earth del Campo volcánico Pillahuincó Chico, provincia de Río Negro. a) Extremo noreste del CV donde se observa una colada muy fluida originalmente encauzada en un valle y actualmente formando un relieve positivo por inversión de relieve. b) vista en detalle del extremo de la colada. c) vista lateral de la colada donde se puede apreciar que conforma una meseta basáltica elevada.



Figura 6. a) Formación de túneles de lava tomado de Llambías (2003). b) Túnel de lava en Campo Volcánico del Basalto Cráter, Gastre, Chubut. c) Túnel de lava en el escorial de Lipetrén, Río Negro. d) Lavas *pahoehoe* y cordadas recientes, Hawaii. e) Estructuras cordadas parcialmente erosionadas en la Meseta de Somuncura, Oligoceno-Mioceno, Río Negro. f) Estructuras cordadas parcialmente erosionadas en el Escorial de Huahuel Niyeu, Plioceno, Río Negro. En el círculo rojo hay un gps que sirve de escala g) Volcán monogenético de la Puna Catamarqueña que erupió un flujo de lava con albardones y crestas de presión. Imagen Google Earth. h) Túmulo en lavas cuaternarias del escorial de Huahuel Niyeu, Río Negro. i) Hornito en la colada del volcán Negro del Chorrillo (Pleistoceno), Puna salteña. Al fondo se observa de color marrón oscuro el mencionado volcán. j) Hornito en lavas del volcán Antitruz, Campo Volcánico del Basalto Cráter, Gastre.

nómenos de inversión de relieve son comunes en este tipo de paisaje. Se originan, por ejemplo, cuando la lava fluida rellena un valle o depresión preexistente. Los agentes exógenos actúan sobre las rocas más blandas que formaban las paredes del valle erosionándolas y dejando expuesto el relleno del valle con relieve positivo debido a su mayor dureza (Fig. 5). Existen dos tipos fundamentales de lavas según las características texturales de su superficie externa o corteza: *pahoehoe* y *aa*. Las conocidas como lavas de bloques se producen a partir de magmas más silíceos, desde andesíticos hasta riolíticos.

4.1.1.1. Lavas Pahoehoe: son lavas poco viscosas que comienzan a cristalizar una vez que son extruidas y, a medida que fluyen, la superficie externa se solidifica rápidamente aislando la parte interna que continúa fundida. Su superficie externa es suave y brillante. Cuando el suministro de lava se detiene, el interior puede permanecer vacío formando un tubo, denominado *tubo o túnel de lava* (Figs. 6a–c). Pueden medir kilómetros y tener varios metros de diámetro. Estas lavas avanzan muy lentamente lo que hace que la corteza no se solidifique rápidamente y se pueda deformar de manera plástica mientras la lava fluye por dentro. Esto da lugar a un tipo especial de lavas *pahoehoe* que se denomina *lavas cordadas*. (Figs. 6d–f). A mayor escala, cuando el flujo ha alcan-

zado un espesor considerable (metros), se forman del mismo modo las *crestas de presión* (Fig. 6g), cuyo diseño puede ser convexo en relación a la dirección del flujo o bien paralelo a éste. Los *tumuli* o túmulos (Fig. 6) son también formas típicas de coladas *pahoehoe*. Es una estructura dómica de planta elíptica que se produce en zonas planas o de muy baja pendiente. La lava que fluye lentamente empuja hacia arriba la corteza enfriada. Dado que la corteza es frágil se rompe para acomodar la lava que se acumula por debajo, en un proceso denominado inflación. La expansión que provoca el proceso de inflación termina formando una fractura a lo largo del eje mayor del túmulo. A partir de esta fractura puede drenar la lava incluso hasta dejar vacío el túmulo por completo (Németh y Martin 2007, Fig. 6h). La parte interna de las lavas *pahoehoe* es maciza y se caracteriza por la presencia de vesículas formando estructuras de morfologías cilíndricas, mantiformes y laminares denominadas *tubos de vesículas* (Goff 1996). Estas estructuras están muy bien descritas y estudiadas por Bernardi *et al.* (2016) en los basaltos de Payenia. Una morfología que a veces se asocia a estos flujos son los llamados *Hornitos*. Son pequeños (algunos metros) volcanes sin raíz, que se forman en aberturas de la corteza de los tubos volcánicos y por allí se expulsa parte del magma incandescente que fluye por debajo, originando un pequeño cono de salpicadura de paredes muy verticales (Figs. 6i–j).

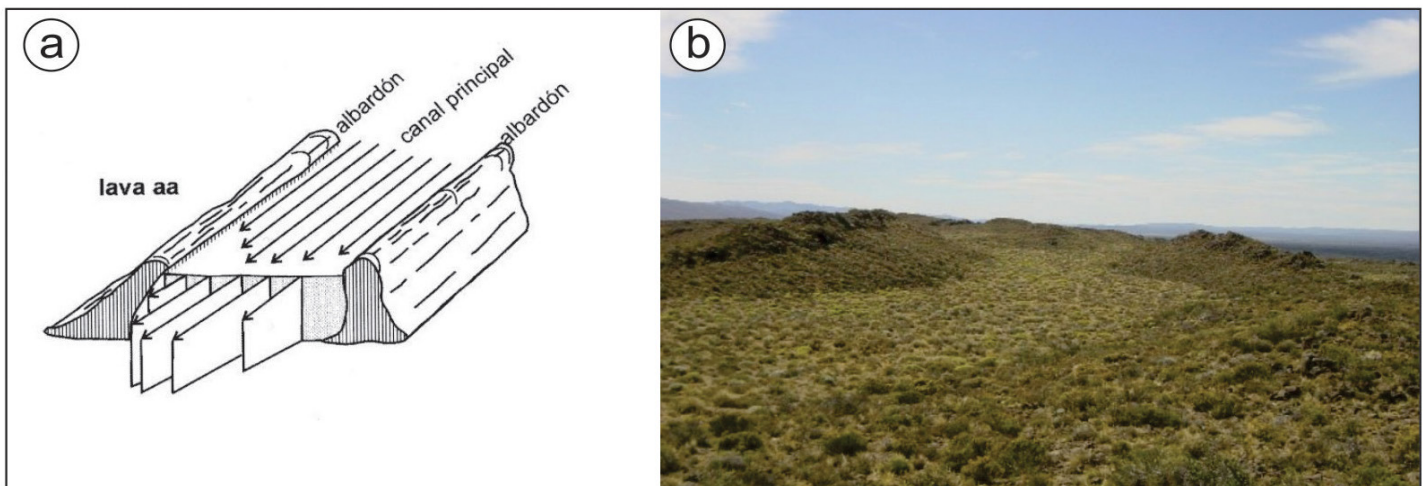


Figura 7. a) Canal de lava aa tomado de Llambías (2003). b) Albardones de un canal de lava, donde la lava se escurrió completamente y solo quedan las elevaciones de los laterales, Campo Volcánico del Basalto Cráter, Gastre.

4.1.1.2. Lavas aa: Con el enfriamiento, la corteza de una lava se engrosa a la vez que la lava aumenta su viscosidad debido a la formación de microlitos. La corteza no logra acomodar la deformación de una manera dúctil y se produce entonces la ruptura de la superficie dando lugar a la formación de escoria y bloques angulosos (Suh *et al.* 2011). Un flujo *aa* se caracteriza por tener una superficie cubierta por escoria y bloques y un interior más masivo. El colapso del techo del túnel de lava da origen a los *canales de lava*, delimitados por dos *albardones o levees* (Fig. 7). Estos albardones están formados por bloques, bombas y escoria cementados por lava.

4.1.1.3. Pillow lavas o lavas almohadilladas: se forman cuando se produce una efusión submarina o un flujo de lava basáltico se introduce en un cuerpo de agua. El nombre deviene del aspecto en los afloramientos, de almohadas apiladas (Fig. 8a). La corteza de la lava se enfría rápidamente mientras que el interior, aún caliente, sigue fluyendo y rompe la corteza dando origen a un lóbulo nuevo que no logra avanzar demasiado porque se enfría rápidamente, dando lugar así a la formación de lóbulos globosos encadenados. Este es el tipo de lava más común del planeta ya que conforma los suelos oceánicos. En las fotografías se puede

apreciar un borde más oscuro (Fig. 8b), que es el borde congelado, éste se enfría inmediatamente al contacto con el agua desarrollando una textura vítrea. El centro de cada *pillow* puede tener textura afanítica o porfírica, porque algunos fenocristales pueden crecer a favor de la temperatura que se mantiene alta por el aislamiento que produce el borde congelado. Ejemplos de este tipo de lava en el registro geológico podemos encontrar en el *rift* cretácico del NOA (Quiroga *et al.* 2017), en el arco volcánico ordovícico del sistema de Famatina (Cisterna *et al.* 2010), entre otros.

4.1.1.4. Lavas de bloques: estos flujos de lava son por lo general de composición andesítica (aunque pueden presentarse en lavas dacíticas a riolíticas también) y se emiten desde estrato volcanes o conos compuestos. Debido a su mayor viscosidad, forman flujos de poco volumen que avanzan cortas distancias por las laderas del volcán. Su superficie está cubierta de bloques angulares de mayor tamaño que los de las lavas *aa*, menos angulosos y sin vesículas. Mientras que el interior del flujo es masivo, la base de las coladas conforma una autobrecha. Los flujos se mueven por la inyección de nuevos lóbulos de lava que van desplazando el frente de las coladas en un movimiento similar al de una cinta transportadora. Así,

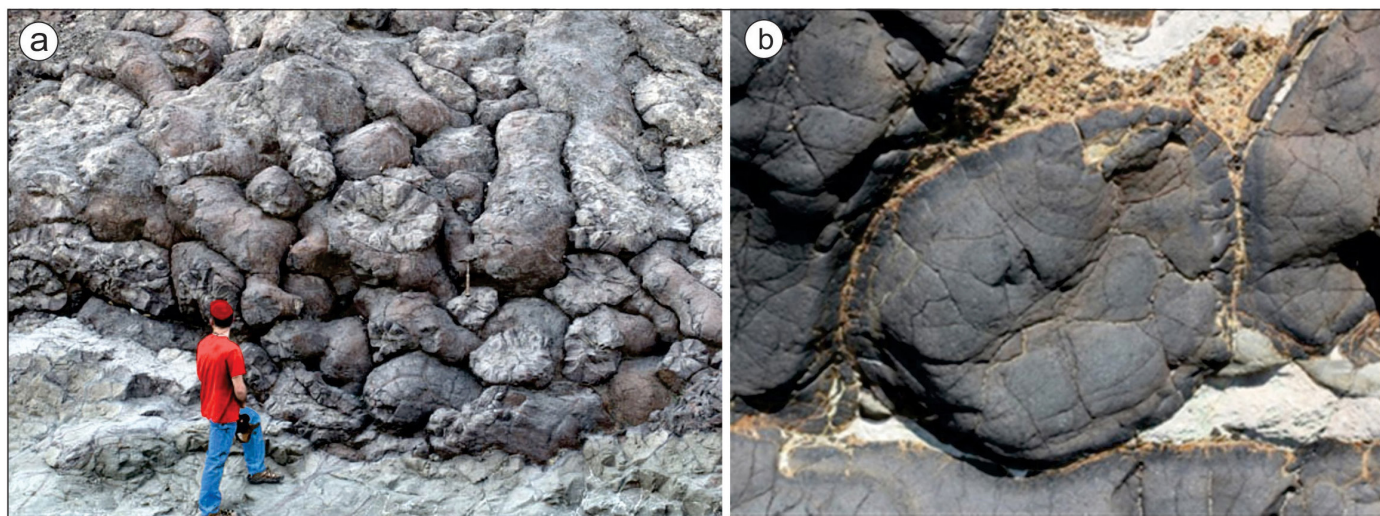


Figura 8. a) Lavas almohadilladas formando una pila en Omán (Foto C. Alemán). b) Sección transversal de lavas almohadilladas eocenas en los acantilados cercanos de Oamaru, Nueva Zelanda. La “almohadilla” central posee un borde vítreo oscuro debido al rápido enfriamiento provocado por el contacto directo con el agua. La roca clara entre las almohadillas corresponde a calizas.

los bloques del frente de la colada pasan a la base de las mismas y forman la base brechosa (Fig. 9).

4.1.2. Domos y coulées: La mayor viscosidad de estos magmas félsicos (traquíticos, dacíticos y riolíticos) genera coladas globosas, de elevada relación de aspecto (altura/ ancho) con espesores de varias decenas de metros y recorridos que no superan los 7 km (Llambías 2003, McPhie *et al.* 1993, Németh y Martin 2007). Estas coladas, llamadas *coulées*, tienen forma elongada con lóbulos laterales cuya superficie desarrolla crestas de presión (por arrastre de flujo interno) (Fig. 11). Avanzan por cizalla laminar que queda evidenciada en las texturas internas de la lava (bandeamiento de flujo, plegamientos de flujo, alineación de cristales elongados, etc.). El techo de las coladas es plano mientras que el frente y los costados son

empinados. Debido a que el exterior se congela rápidamente, el flujo interno arrastra la superficie y se fractura, de modo que se producen bloques que dan origen a una autobrecha que cubre toda la colada.

Algunas veces, la viscosidad es tan grande que los magmas no pueden fluir y taponan el conducto por donde son emitidos, formando domos con forma bulbosa o de igual relación alto/ ancho (Figs. 11a, 12a–c). La presión ejercida por el magma en el interior del conducto hace que el domo comience a crecer. El material que se derrama por los costados del domo va formando un volcán compuesto. El diámetro de los domos varía de metros a varios km y su altura puede alcanzar hasta 1 km (Fink y Anderson 2000). A veces parte del

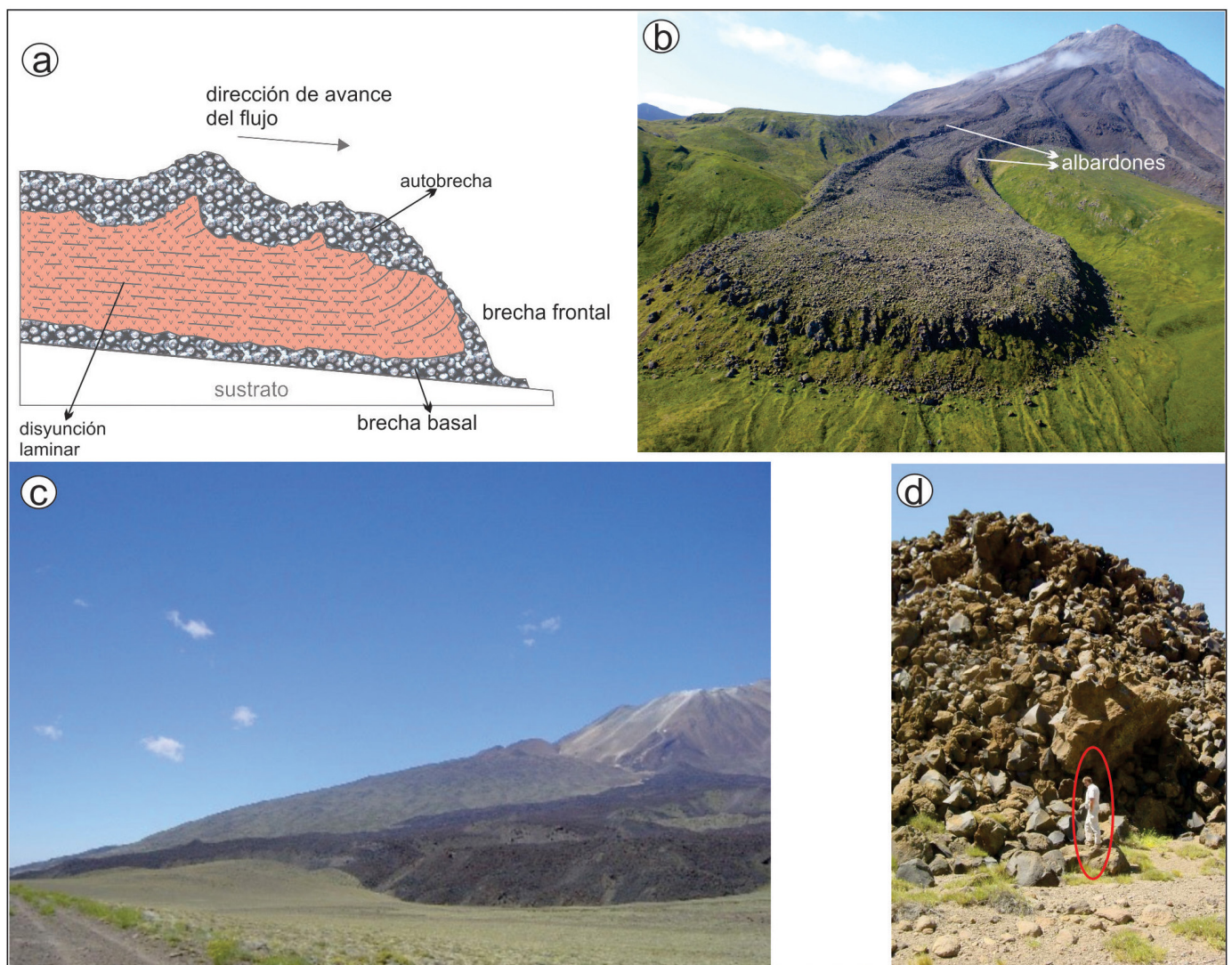


Figura 9. a) Esquema de formación de brecha basal en coladas de bloques, modificado de McPhie *et al.* (1993). b) Colada de bloque del volcán Kanaga, Islas Aleutianas. Crédito: Michelle Coombs, USGS (<https://ar.pinterest.com/pin/512073420126534134>) c–d) Colada de bloques de flujo andesítico del Volcán Tromen, Holoceno, Mendoza.



Figura 10. a) Imagen Google Earth de coladas traquíticas (*coulées*) en el flanco suroeste del Volcán Payún Matru, Mendoza. El punto rojo tiene las coordenadas 36,44 S y 68,29° O. b) Imagen Google Earth de coladas traquíticas del Cerro Corona Chico (41°27'S, 66°55'O), Alta Sierra de Somuncurá (Maro y Remesal 2012).

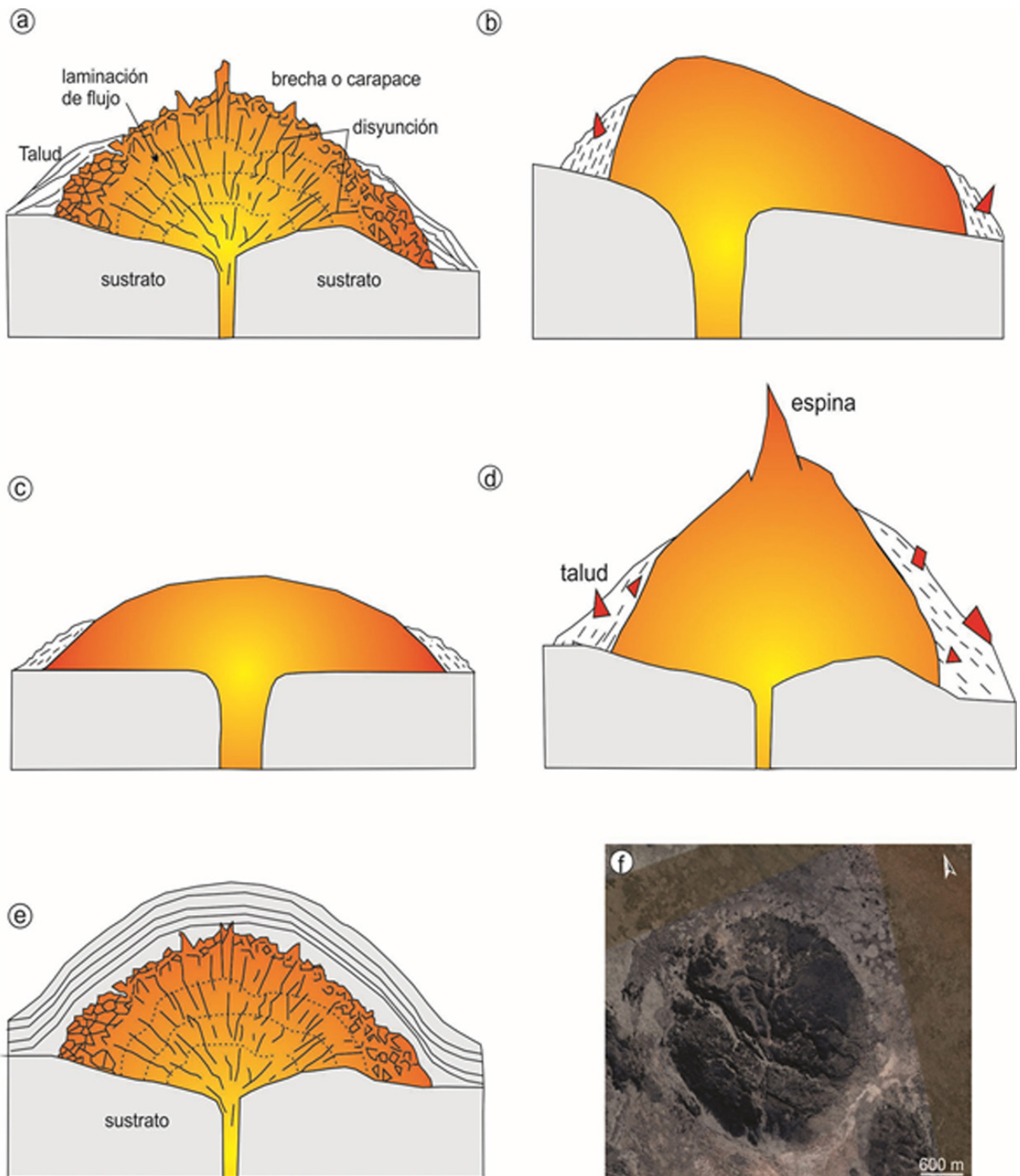


Figura 11. a) Sección transversal de un domo (modificado de Németh y Martin 2007). La parte interna es masiva y puede desarrollar disyunción en roseta. El borde externo muestra una brecha autoclástica de fragmentos angulosos de lava. En los flancos se desarrolla un talud o abanico de pendiente pronunciada formado por material fragmentario que se desprende de los márgenes del domo. b) Colada dómica (modificado de Blake 1999). c) Domo torta (modificado de Blake 1999). d) Domo spiny o Peleano (modificado de Blake 1999). e) Criptodomo. f) Imagen Google Earth de un criptodomo con fracturas de tensión, situado al sur del volcán Payún Liso, Payenia.

domo fluye por una distancia corta formando una colada dómica (Fig. 11b). Al igual que las *coulées*, tienen un cuerpo central coherente pero su superficie está cubierta por bloques que al desprenderse forman un talud en los costados del cuerpo, que con el tiempo pueden generar depósitos estratificados. A la brecha que cubre la superficie se la denomina *carapace* o carapacho (Fig. 11a). Suelen clasificarse de acuerdo a su forma externa en: *tortas*: son bajos y llanos, con una superficie relativamente irregular y rugosa compuesta por bloques de lava (Figs. 11c, 12b) (p. ej. Puna, Francis y Oppenheimer 2004); los domos *Peleanos* o *spiny* (Figs. 11d, 12d) se caracterizan por tener una planta circular y una superficie suave y con varias

espinas verticales (Mt Pelee, Merapi, Montserrat (Watts *et al.* 2002)) se asocian a magmas extremadamente viscosos. Por último, los *criptodomo*s, se desarrollan debajo de la superficie y se evidencian porque producen un abovedamiento del terreno que se encuentra por encima (Figs. 11e–f).

4.2. Volcanes

Desde el punto de vista morfológico un volcán es un monte formado por la acumulación de magma (fragmentado o no) alrededor del conducto eruptivo. Su forma y tamaño dependen de la composición y características físicas del magma y de la energía de la erupción (Llambías 2003).

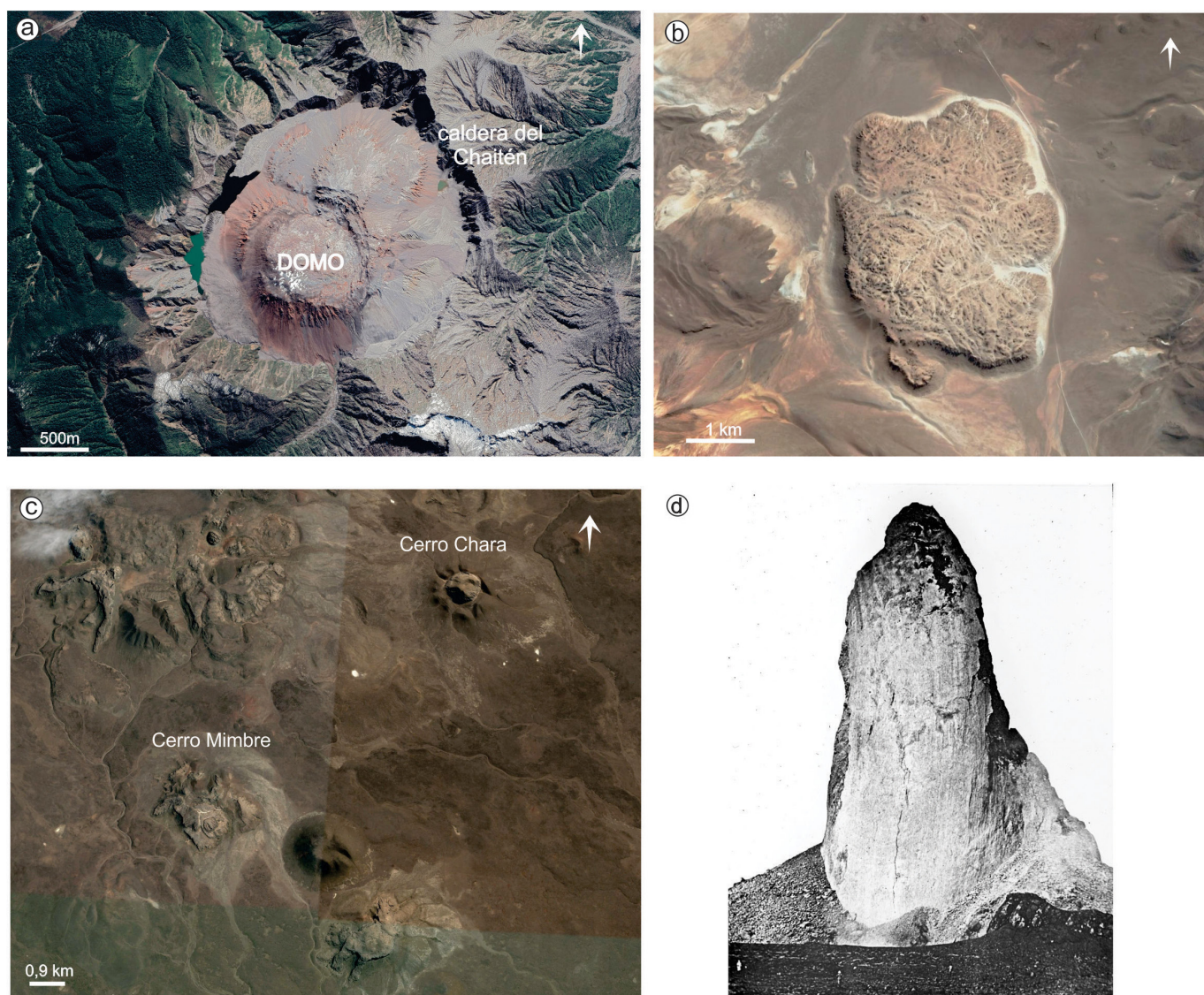


Figura 12. a) Imagen Google Earth del domo riolítico del Volcán Chaitén, formado durante y posterior a la erupción de 2008. b) Imagen Bing del domo torta dacítico Chillahuita, norte de Chile (22°10'S, 68°2'O). c) Imagen Bing de los domos traquíticos miocenos del Cerro Chara y Cerro Mimbres, Alta Sierra de Somuncurá (Remesal *et al.* 2019). d) Espina desarrollada en el Monte Pelee, isla Martinica, luego de la erupción ocurrida en 1902 (Wikimedia Commons licencia libre).

4.2.1. Volcanes en escudo: Son el producto de efusiones basálticas muy fluidas por lo que el edificio volcánico tiene pendientes muy tendidas que no superan los 4 u 8 grados de inclinación (Walker 2000). La tasa de efusión es muy alta, construyendo los edificios volcánicos más grandes sobre la tierra. El volcán Mauna Loa (Hawai) (Fig. 13a) es el más grande que se conoce con 4.169 m de altura sobre el nivel del mar y 6 km por debajo del nivel del mar hasta alcanzar el fondo oceánico (Huff y Owen 2015). La lava puede emitirse desde un conducto central o desde fisuras. Otro ejemplo es el Skjaldbreidur en Islandia, de cuya forma deriva el concepto de volcán en escudo, y la isla Tortuga en el Caribe. En Argentina no hay muchos ejemplos de este tipo de volcanes, se puede conside-

rar un ejemplo el Cerro Mulliar (Fig. 13b) extinto, ubicado en la provincia de Río Negro y el Volcán Auca Mahuida en la provincia de Neuquén.

4.2.2. Estrato volcanes o volcanes compuestos: Son conos formados por erupciones de composición intermedia (andesítica) en la que alternan capas de cenizas con flujos de lava. Sus pendientes son más empinadas que las de los volcanes en escudo, en las partes superiores pueden alcanzar hasta 35°, pero su volumen es mucho menor. Muchos estratovolcanes, como por ejemplo el Etna, tiene conos de ceniza o cráteres parasíticos, que provienen de conductos secundarios ubicados en los flancos del volcán. Generalmente están ali-

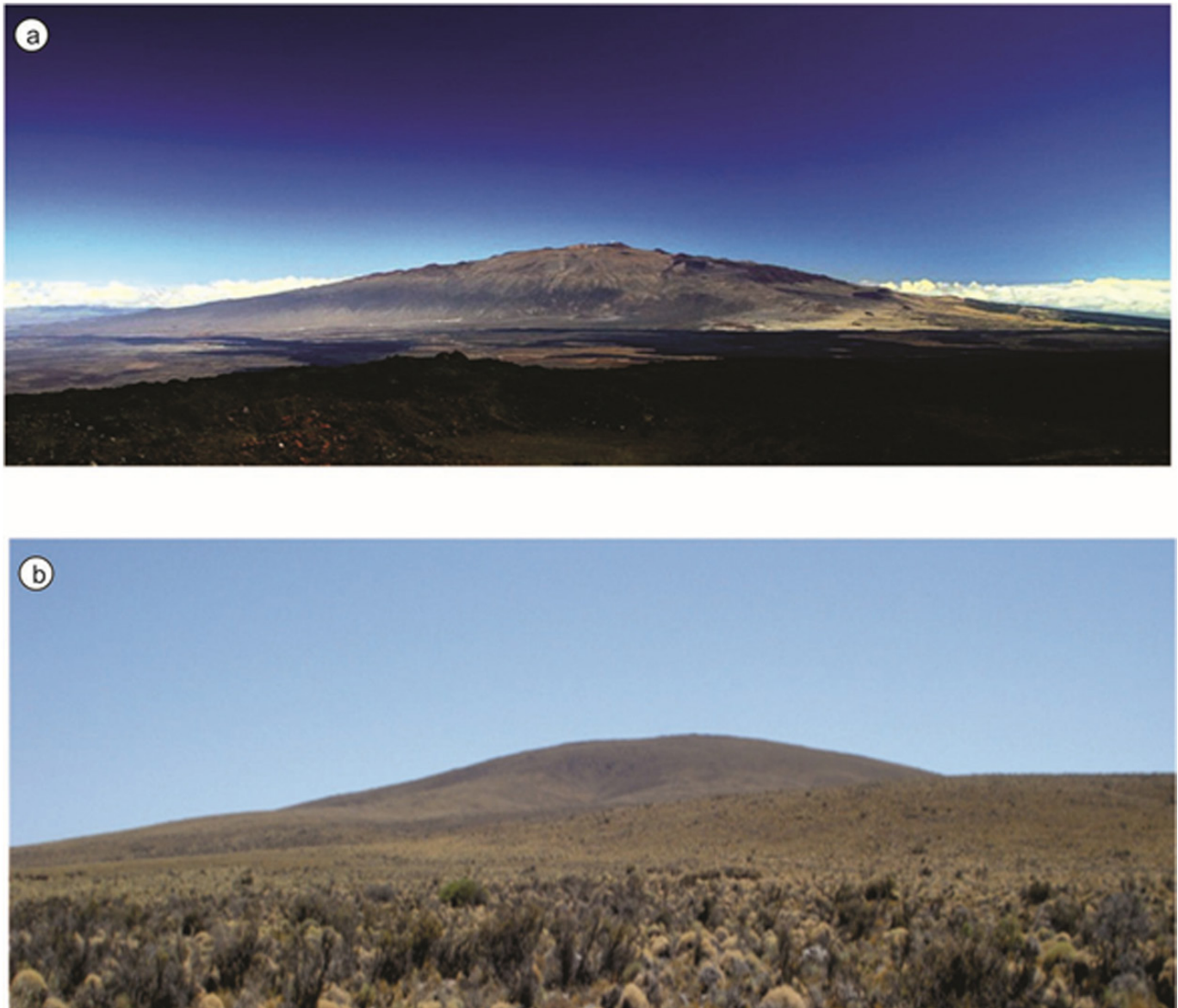


Figura 13. a) Volcán Mauna Loa (Hawai) Wikimedia Commons licencia libre. b) Cerro Mulliar, Río Negro.

neados según fisuras que alimentan estos conos. Muchos de los volcanes activos de la Cordillera de los Andes son ejemplo de este tipo de cono: Payún Liso (Fig. 14a), Lanín (Fig. 14b), Copahue, Tupungato, Domuyo. Otros ejemplos mundiales y conocidos son Santa Helena (EEUU), Fujiyama (Japón), Vesubio, Etna y Stromboli (Italia).

4.2.3. Conos de escoria o cenizas: Se forman por la acumulación de material piroclástico que se deposita alrededor de un conducto central o cráter. Tienen un diámetro basal que puede variar entre 0,3 a 2,5 km, y pueden alcanzar hasta 200 m (Seattle 1979, Wood 1980) o 300 m de altura (Francis y Oppenheimer 2004). La pendiente de los flancos puede variar según la composición del material del cono entre 35° (Wood 1980, Bemis y Ferencz 2017) y 30° (Vespermann y Schminke 2000) (Figs. 15, 17a).

Suelen agruparse formando campos volcánicos (o *clusters*) como los del Basalto Cráter en Gastre (Chubut-Río Negro) (Figs. 15a–b, d), Pali Aike (Santa Cruz) (Fig. 4) o en la Provincia Volcánica de Payenia (Mendoza) (Figs. 15c, e) donde Inbar y Risso (2001) contaron alrededor de 800 conos piroclásticos. Los conos de escoria se asocian a ambientes extensionales o laderas de volcanes poligenéticos (Fig. 15e) y su alineación se relacio-

na con la posición de los diques alimentadores, estructuras de la corteza y campos de esfuerzo (Tibaldi 1995, Paulsen y Wilson 2010, Hernando *et al.* 2014). La abertura que presentan algunos conos y le confieren forma de herradura se denomina “aportillamiento”.

4.2.4. Calderas: Como se ha señalado anteriormente, los magmas félsicos están más asociados a erupciones violentas que generan flujos piroclásticos y depósitos de tefras. Una vez que la cámara magmática pierde la mayoría de los gases disueltos, el magma desgasificado asciende y se extruye de manera menos violenta en forma de coladas riolíticas o dacíticas o bien formando domos. El vaciamiento repentino de la cámara magmática durante la erupción origina el colapso del techo de la misma con el consecuente hundimiento del terreno que está por encima. Se origina una depresión cuya forma es variable, aunque tiende a ser circular, la que se denomina *caldera*. Las calderas son más grandes que los cráteres de los volcanes. Se reconocen en el terreno por las fracturas circulares asociadas al desplome del techo de la cámara (Figs. 11a, 16a–c), enjambre de diques radiales, depósitos de megabrechas, etc. Usualmente están rellenas por agua dando origen a lagos que pueden tener cientos de metros de profundidad. El ejemplo clásico de este tipo de lagos

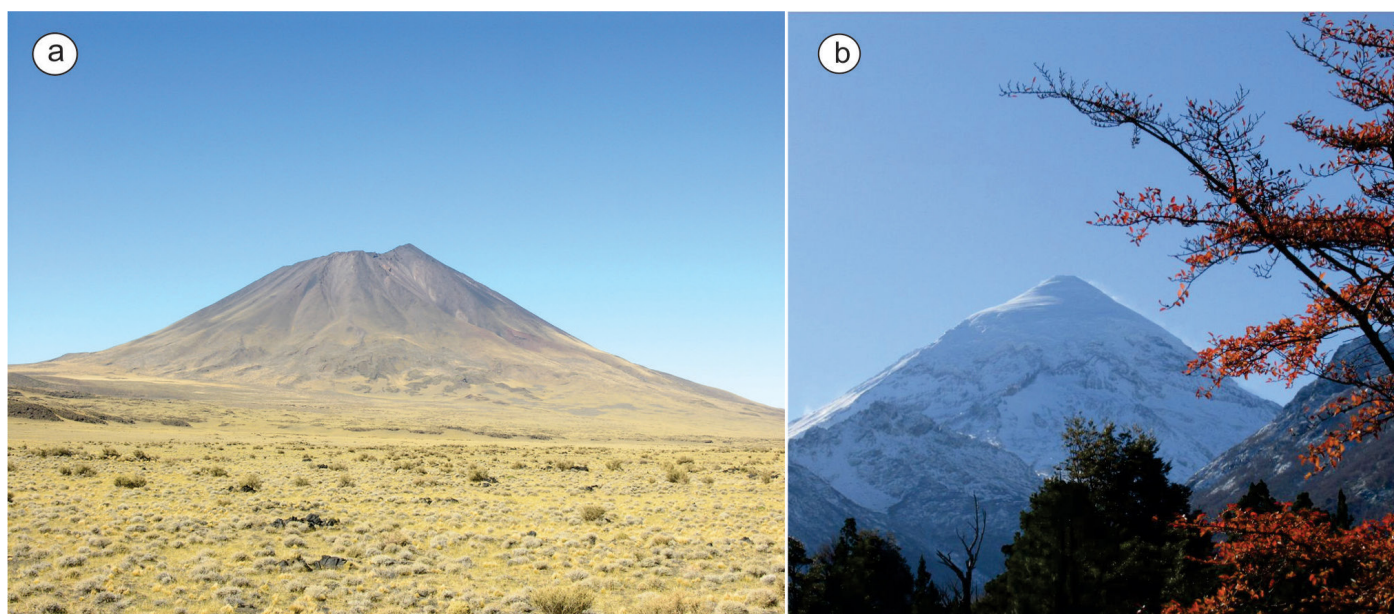


Figura 14. a) Volcán Payún Liso, Mendoza. b) Volcán Lanín, Neuquén (foto <https://oavv.segemar.gob.ar>).

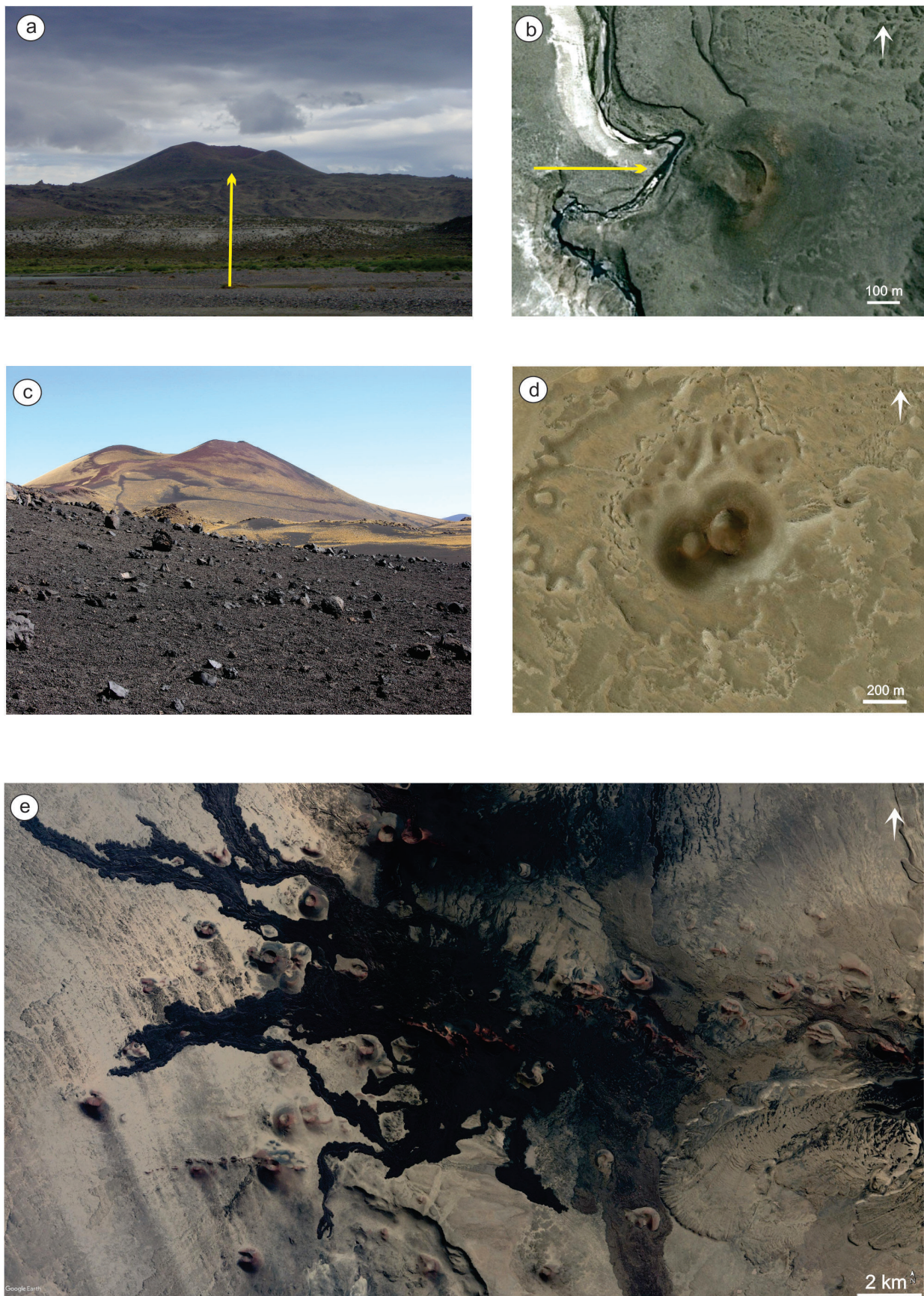


Figura 15. a) Como de escorias sobre Río Chico (Chubut) datado en 0,34 Ma (Pécskay *et al.* 2007). La flecha amarilla indica la dirección en la que fue tomada la fotografía en la imagen Google Earth. b) Imagen Google Earth del cono piroclástico de la Fig. 15a. La flecha amarilla indica la orientación de la fotoaografía a. c) Volcán La Herradura. Campo Volcánico del Payún Matru, Mendoza. d) Imagen Bing del Cerro Volcán, Campo Volcánico del Basalto Cráter, Río Negro. Se observan dos conos de escoria en un campo de coladas basálticas con estructuras de inflación. e) Imagen Google Earth de un grupo de conos piroclásticos desarrollados en el flanco oeste del Volcán Payún Matru, Mendoza. Se observan numerosos conos de escoria, muchos de ellos alineados según las fisuras por donde ha salido la lava (Massaferro *et al.* 2021).

es el Lago Cráter en Oregon, EE.UU (Fig. 16a).

4.2.5. Volcanes freatomagmáticos: Las erupciones *freatomagmáticas* se producen cuando el magma interactúa con una fuente externa de agua. Los ambientes donde se producen estos tipos de erupciones pueden ser submarinos profundos o someros, litorales, lacustres, freáticos o subglaciales. De acuerdo a la composición de la lava y el tipo de interacción con el agua externa se generan rasgos volcánicos con características distintivas:

Maares: De acuerdo a Lorenz (1985) son las segundas formas volcánicas más comunes del planeta y se consideran el equivalente húmedo de los

conos de escoria (Lorenz 1986). Son producto de erupciones monogenéticas de magma basáltico, que al interactuar con el agua del nivel freático se tornan explosivas. Generan grandes cráteres (1 km. aprox), rodeados por el material fragmentado que fue eyectado por la explosión. Los piroclastos se depositan inicialmente con un ángulo alto, pero luego va disminuyendo rápidamente para formar pendientes suaves (Figs. 17b, 18a).

El piso del cráter está por lo general debajo del nivel del terreno motivo por el cual se suelen llenar con agua originando lagos profundos.

Anillo de tobas: Las capas de piroclastos son delgadas (menos de 50 metros) y la pendiente ex-

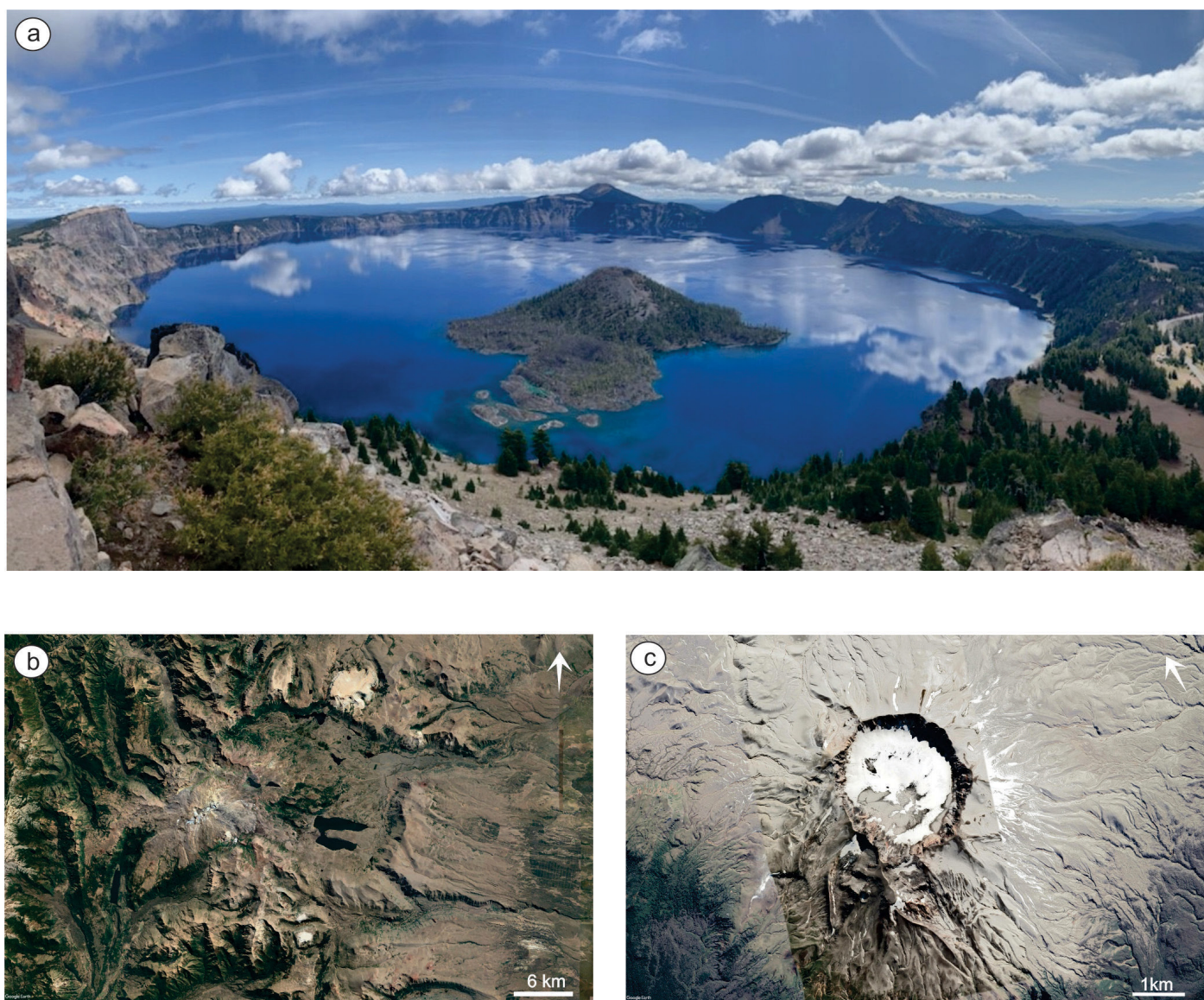
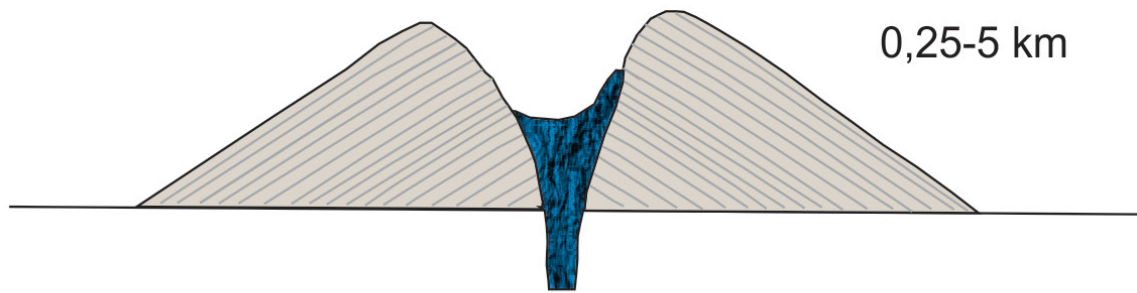
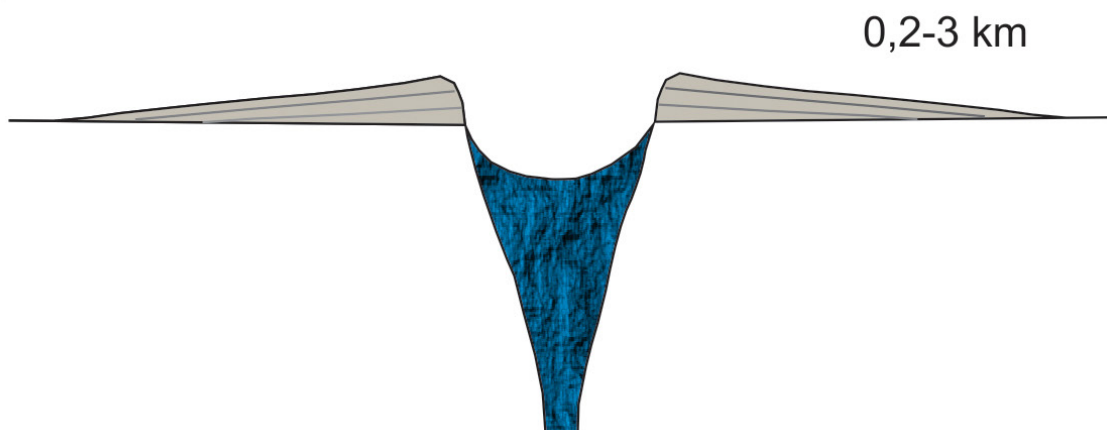


Figura 16. a) Lago Cráter, Oregon. (Foto por Pele La France). b) Imagen Google Earth de la caldera del Agrio, Neuquén. c) Imagen Google Earth del cráter del volcán Puyehue. Chile.

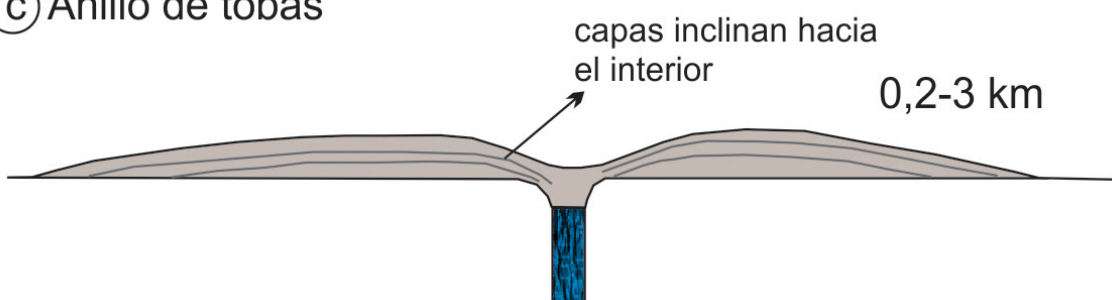
(a) Cono de escoria



(b) Maar



(c) Anillo de tobas



(d) Cono de tobas

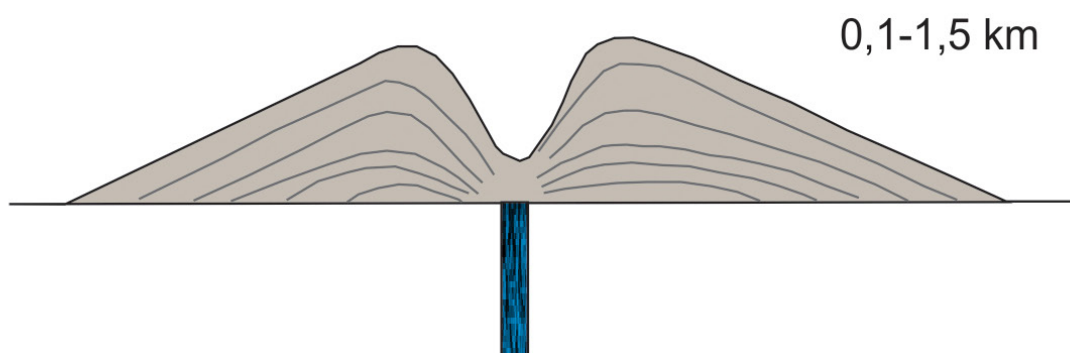


Figura 17. Perfil de los principales tipos de volcanes monogenéticos (modificado de Cas y Wright 1988 y Francis y Openheimer 2004).

terna de las mismas es muy tendida, 12° como máximo. Las pendientes internas son más empinadas (Figs. 17c, 18b). Los cráteres son amplios y el piso de los mismos puede estar levemente por debajo de la superficie del terreno. Los depósitos de piroclastos se originan en oleadas piroclásticas (Wohletz y Sheridan 1983). Se dan en ambientes con abundante agua subterránea.

Conos de tobas: Están formados por depósitos más potentes (mayor a 100 m) y más consolidados que los de los anillos de tobas, con pendientes más empinadas, de hasta 32° (Figs. 17d, 18c–d). El piso del cráter suele estar por encima del nivel de base del terreno circundante. Son el resultado de caídas de cenizas y oleadas piroclásticas basales. Se forman en cuerpos someros de agua estancada.

El relleno del conducto que origina estas formas hidromagmáticas se denomina diatrema y muchas veces es lo que sobrevive en el registro geológico debido a que los anillos de toba son fácilmente erosionables. En la Figura 19 puede apreciarse la asociación de facies que caracteriza una diatrema. En la provincia del Chubut, el denominado Campo Volcánico del Cerro Chivo (Haller *et al.* 2017) de edad Oligoceno-Mioceno exhibe niveles profundos de diatremas erosionadas. En este campo volcánico ubicado en el sector septentrional del Chubut se observan diques (Figs. 20a–b), filones capa, zonas de raíz donde los diques y filones capa se encuentran fragmentados, diatremas freatomagmáticas que incluyen piroclastitas con peperitas asociadas y grandes macizos verticales de basalto coherente, interpretados como cuellos volcánicos (Fig. 20c) (Németh *et al.* 2007).

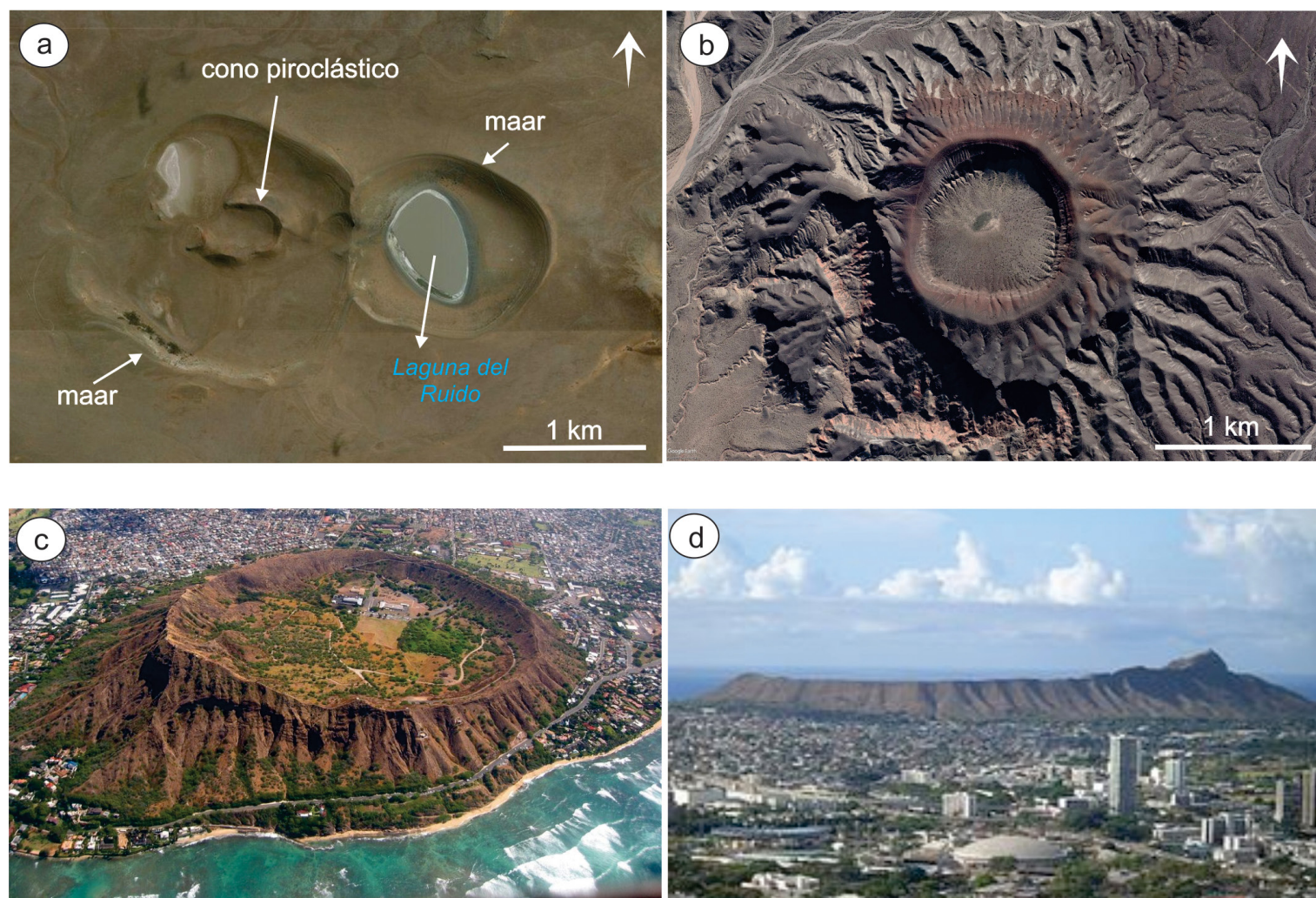


Figura 18. a) Imagen Bing de Maares en el Campo Volcánico Pali Aike, Santa Cruz (descripción de estos maares en Ross *et al.* 2011). b) Imagen Google Earth del Anillo de Tobas “Los Loros”, Mendoza (para más detalles ver Németh *et al.* 2012). c–d) Diamond Head, Cono de toba, Honolulu, Hawaii, edad aproximada 200.000 años.

4.2.6. Volcanes subglaciales: Una erupción subglacial se produce a partir de un centro de emisión que se encuentra debajo del hielo ya sea en forma de glaciar de valle o de calota y, por lo tanto, involucra importantes volúmenes de agua proveniente del derretimiento del hielo. La forma resultante de un vulcanismo que se produce debajo de una capa de hielo glacial depende del espesor de esta capa. Si la capa de hielo es gruesa (más de 150 m según Smellie 2000) los productos de la erupción serán similares al de un volcán submarino, se forman pillow lavas, brechas y hialoclastitas que luego por alteración hidrotermal del vidrio se

transforman en brechas palagoníticas. Estos volcanes subglaciales, tienen la parte superior plana o levemente convexa y los lados muy empinados y se denominan *Tuyas*. Si la capa de hielo es delgada (100-150 m según Smellie 2000) el agua dreña continuamente, la erupción será en principio hidromagmática formando un cono piroclástico, a medida que el cono queda falto de agua, se irá transformando en una erupción estromboliana o Hawaiana.

Se sugiere completar estos contenidos con el capítulo de Volcanismo de este libro

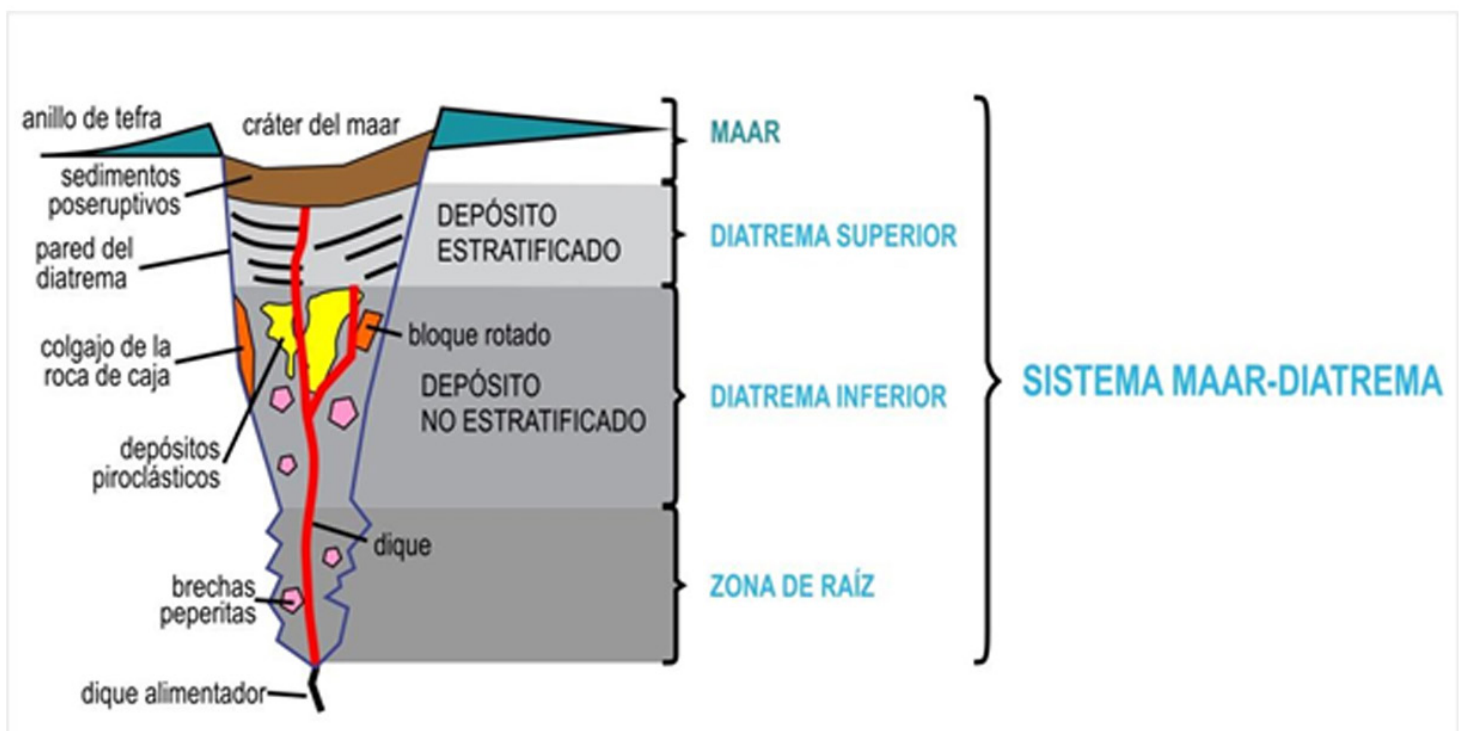


Figura 19. Perfil del sistema *Maar*-Diatrema y facies asociadas.



Figura 20. a) Campo Volcánico del Cerro Chivo. Cuellos volcánicos de diferentes tamaños. Norte de Chubut. b) Cuellos volcánicos alineados, conectados con diques alimentadores visibles en el fondo del valle, afectados por fallas *en-eche-lón*. En el primer plano se observa una brecha peperítica con clastos angulosos de tonos claros provenientes de la roca de caja. Campo Volcánico del Cerro Chivo. c) Cuello volcánico (*plug o neck*) del Cerro Chivo. Diámetro 1km, altura sobre el terreno circundante de 180 m y altitud, 732 metros. d) Cerro Gorro Frigio, cuello volcánico o *neck*.



Gabriela I. Massaferro nació en la ciudad de Resistencia, provincia del Chaco. Es Doctora de la Universidad de Buenos Aires en el área de Ciencias Geológicas y Profesora adjunta de la Cátedra de Geología General en la sede Puerto Madryn de la Universidad Nacional de la Patagonia San Juan Bosco. Además, es profesional de apoyo en el IPGP del CCT-CENPAT-CONICET. Su especialidad es la petrología de rocas volcánicas, especialmente basaltos cenozoicos de Patagonia. Trabaja también con diferentes grupos de arqueólogos en el reconocimiento de los pigmentos que forman parte de las pinturas rupestres y el material lítico.



Miguel J. Haller nació en Locarno, Suiza. Egresó y se doctoró en la Universidad de Buenos Aires. Como geólogo del exServicio Geológico Nacional, trabajó en la Puna, cordillera Principal de Mendoza, cordillera Patagónica, Patagonia extrandina y Tierra del Fuego. Fue profesor en las universidades de Buenos Aires, Río Cuarto y San Luis. Actualmente se desempeña como Profesor Emérito en la Universidad Nacional de la Patagonia San Juan Bosco. Sus líneas de investigación se relacionan con la petrología y los conductos de alimentación volcánica de los campos basálticos de la Patagonia.