

Capítulo 4

Volcanismo

Introducción

El volcanismo es el proceso geológico más espectacular a la observación humana ya que ocurre en períodos cortos y muestra en forma categórica la actividad endógena de nuestro planeta. Corresponde a la erupción de magmas sobre la superficie terrestre, donde se enfría rápidamente bajo diferentes condiciones.

Las rocas volcánicas deben ser estudiadas en todas las escalas, desde global a microscópica. Aquí comenzaremos con los aspectos generales de las erupciones considerando las escalas medias de afloramientos, formas y depósitos volcánicos, que son a la vez los más dramáticos y familiares.

Las rocas ígneas que cortan a la corteza y alcanzan la superficie forman los edificios de rocas volcánicas, ya sea como coladas o como depósitos piroclásticos.

Los sistemas magmáticos próximos a la superficie, pueden ser divididos en dos amplias categorías, cada uno con diferentes flujos de energía y modos de erupción. Primero están los magmas cuyo contenido de gas disuelto es suficientemente bajo como para que ellos no hiervan, o bien lo hagan en forma tranquila. Los segundos son los magmas que hierven violenta y explosivamente, ya que contienen mayor cantidad de gas disuelto. Así los magmas erupcionados desde los volcanes pueden ser emitidos como coladas de lava o como eyectos piroclásticos (llamados tefra). Durante la historia de actividad de un volcán, el modo de erupción comúnmente fluctúa entre estos dos extremos.

En sentido diferente, las erupciones volcánicas pueden ser centrales o fisurales.

En una erupción central, el magma es extruido desde una salida localizada, que construye un edificio cónico, que comúnmente se llama “volcán”, como los correspondientes a zonas de colisión de bordes continentales activos y a los arcos de islas.

Otros magmas son extruidos desde largas fracturas de la corteza que dan lugar a las llamadas erupciones fisurales a partir de las cuales se extruyen los mayores volúmenes volcánicos de nuestro planeta, como son los de las dorsales medio-oceánicas y los plateau lávicos continentales.

Las extrusiones muestran diferentes comportamientos dependiendo de su composición, que se relaciona en gran medida con la viscosidad. Los magmas de baja viscosidad, dan origen generalmente a flujos de lava y edificios volcánicos en escudo, p. ej. islas Hawai. Por el contrario el aumento del contenido de SiO₂ y de volátiles da lugar a erupciones explosivas con eyección de grandes volúmenes de tefra, dando lugar a la formación de las calderas (volcanismo pliniano) p.ej. Cerro Galán en la Puna de Argentina. Entre estos dos extremos tenemos los tipos: estromboliano, vulcaniano y peleano.

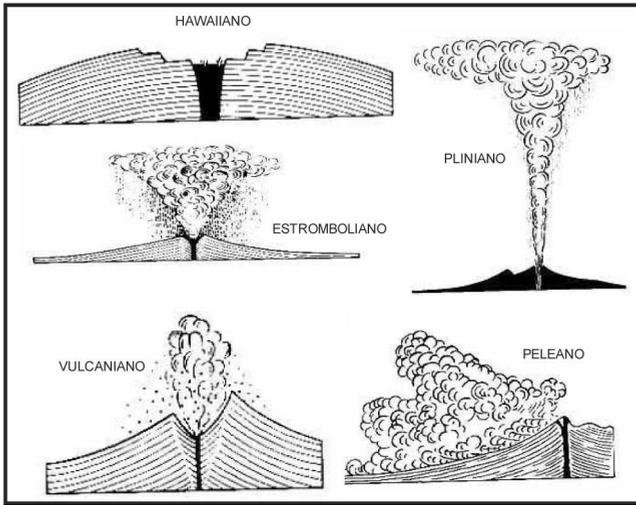


Fig. 4-1. Tipos de erupciones volcánicas.

Las erupciones volcánicas están condicionadas esencialmente por su composición, viscosidad, temperatura y contenido de volátiles, que dan como resultado características particulares de la actividad eruptiva, que permiten su clasificación de la siguiente manera:

Volcanismo Hawaiano o volcanes en Escudo

Constituyen las efusiones más tranquilas, con extrusión de lavas muy fluidas de composición basáltica. A veces suelen alternar con estadios más activos con efusión de eyectos correspondientes a cenizas básicas, brechas y aglomerados, todos de desarrollo local y poco voluminosos.

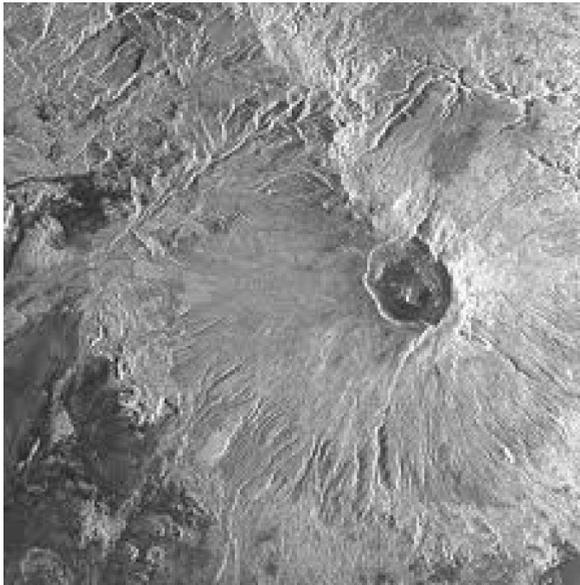


Fig. 4-2. Volcán en escudo, Emi Koussi, Macizo de Tibesti, Sahara.

Los volcanes en escudo se construyen alrededor de un centro eruptivo, desde el que se producen delgadas capas lávicas que se acumulan en forma sucesiva.

Este volcanismo es generalmente de intraplaca y constituye generalmente cadenas de islas.

La construcción de un volcán en escudo es un largo proceso, en el que cada erupción individual contribuye a la construcción del volcán, que muestra un cono muy amplio con suave pendiente. La mayoría de estos volcanes se desarrollan en áreas oceánicas, como islas y en zonas continentales se destacan algunos volcanes de Africa oriental, como el volcán Emi Koussi, en el Macizo de Tibesti (Sahara). Algunos presentan un estado transicional con actividad más explosiva y tipos de magma más viscosos, que dan lugar a volcanes compuestos, como el Etna.



Fig. 4-3. Estrato volcán Lican Cabur (San Pedro de Atacama, Chile).

Volcanismo estromboliano

Es característico por una actividad explosiva intermitente, resultado de la liberación periódica del excedente de presión gaseosa. La mayor parte de la actividad consiste en la eyección de bombas y escorias incandescentes, acompañadas de escasa ceniza y pobre efusión de lavas. Debido a la poca altura a la que es proyectado el material, se produce una copiosa acumulación proximal, que excede el ángulo de reposo (aprox. 33°), lo que origina que la redistribución del material se produzca por movimientos de masa gravitatorios, muy frecuentes en los conos de este tipo. El magma es generalmente de composición intermedia a básica y de mayor viscosidad que los de tipo hawaiano. Este volcanismo es típico del sur de Italia, caracterizado por lavas alcalinas ricas en potasio.

Volcanismo Vulcaniano

Constituye a los estrato-volcanes o volcanes compuestos, que están formados por la alternancia de flujos de lava y material piroclástico. Un cono empinado con un cráter en la cima es la estructura más simple, pero la alternancia de efusiones tranquilas, con actividad explosiva, provoca cambios frecuentes en la forma del cráter y la apertura de nuevas fisuras

y escapes, produce nuevos cráteres, sobre los flancos del cono original. Típicamente se desarrollan diques y filones capa dentro de la pila volcánica, así como coladas volcánicas y cenizas. Las andesitas son los productos volcánicos más típicos y se asocian con dacitas y riolitas. La actividad explosiva intermitente que tiene lugar en el conducto central, da lugar a la configuración típica de los estratovolcanes (Fig. 4-3).

La composición magmática es diferente a los casos anteriores ya que, si bien puede variar desde básica (basaltos) a ácida (dacitas y riolitas) es más frecuentemente intermedia a félsica (andesitas).

Generalmente las efusiones comienzan con la formación de una nube eruptiva oscura de cenizas mezcladas con lapillo, bombas y muchas veces con explosiones hidromagmáticas. Las tefras, en su mayoría sólidas, constituyen conos de cenizas vítreas o líticas, brechas y mantos de cenizas de caída, con mayor dispersión areal que las coladas. Según Self (1982), los magmas ricos en cristales son más propensos a este tipo de erupción, aunque existen todas las gradaciones entre los tipos estrombolianos y vulcanianos (Walker 1982).

Este tipo de vulcanismo se produce en zonas de colisión, con subsidencia de la placa oceánica debajo de la continental, como en el borde occidental de América del Sur, en la Cordillera de los Andes, que constituyen los picos más elevados y cuya conformación responde a estratovolcanes, como Ojos del Salado en la frontera Chileno-Argentina o el Santa Helena en USA.

El VEI es el producto combinado de: A) Volumen total de productos expulsados por

IEV	CLASIFIC. ERUPCIÓN	DESCRIPC.	ALTURA COLUMNA ERUPTIVA	VOLUMEN MATERIAL ARROJADO	PERIODOS	EJEMPLO	TOTAL ERUPC. HISTOR.
0	Hawaiana	No-explosiva	<100 m	>1000 m ³	Diaria	Kilauea	-----
1	Estromboliana	Ligera	100-1000 m	>10000 m ³	Diaria	Estromboli	-----
2	Volcaniana/estromboliana	Explosiva	1 – 5 km	>1000000 m ³	Semanal	Galeras, 1992	3477
3	Volcaniana (sub-pliniana)	Violenta	5 – 15 km	<10000000 m ³	Anual	Nevado del Ruiz 1985	868
4	Volcaniana (subpliniana)/ Pliniana	Cataclísmica	10 – 25 km	>0,1 Km ³	Cada 10 años	Galunggung, 1982	278
5	Pliniana	Paroxísmica	> 25 km	> 1 km ³	Cada 100 años	St. Helena 1980	84
6	Pliniana/ Ultra-pliniana (krakatoana)	Colosal	> 25 km	>10 km ³	Cada 100 años	Krakatoa 1883	39
7	Ultra-pliniana (krakatoana)	Super-Colosal	> 25 km	>100 km ³	Cada 1.000 Años	Tambora 1815 Maipo 500.000 adC	4
8	Ultra-pliniana (krakatoana)	Mega-Colosal	> 25 km	>1000 km ³	Cada 10.000 Años	Toba, 69.000 adC.	1

Tabla 4-1. Índice de explosividad volcánica (VEI).

el volcán. B) Altura alcanzada por la nube eruptiva. C) Tiempo de duración de la erupción. D) Inyección en la troposfera y estratosfera de los productos expulsados. Modificado de Newhall y Self (1982)

Volcanismo Peleano

Tiene lugar por eyección de magmas viscosos, intermedios y ácidos, que en forma de corrientes de densidad, constituidas por partículas incandescentes en suspensión, descienden

por los flancos del cono a gran velocidad, produciendo una acción devastadora. El material eyectado, que es poco voluminoso, alcanza sólo distribución local y consiste en cascajo y brechas líticas, encauzadas en valles o acumulados en bajos topográficos. En la fase final de la erupción se produce la inyección de magma viscoso que conforma domos empinados o espinas, cuyo ulterior derrumbe total o parcial desencadena una nueva erupción. La distribución de cenizas es mucho más reducida que en los tipos vulcanianos o plinianos. Walker (1982) no considera al “tipo peleano como un vulcanismo distinto, sino como una variedad del vulcaniano o del estromboliano, durante los cuales se genera”. Un ejemplo típico es el Mont Pelé de la isla Martinica (Antillas Orientales) (Fig. 4-7).

Volcanismo Pliniano

Las erupciones plinianas están caracterizadas por su extrema violencia y poder y en ellas se produce la efusión continua de un potente chorro gaseoso, que puede durar de horas a días, que inyecta grandes volúmenes de materiales félsicos y muy vesiculados en la alta atmósfera y en la estratosfera. Constituyen las eyecciones más espectaculares, con grados superlativos de intensidad y magnitud (Wilson y Walker, 1981), tales como las del Monte Mazama (5000 a.c.) (USA), Vesubio (año 79 a.c.), Krakatoa (1883), Katmai (1912), Quizapu (1932), Tambora, etc. El tope de las columnas eruptivas suele alcanzar entre los 20 y 60 Km de altura, las que son dispersadas por cientos o miles de kilómetros por los vientos predominantes. Muchas veces, el espectacular vaciamiento de la cámara magmática que conlleva este tipo de fusión desencadena el colapso del terreno y la formación de una caldera.

Comportamiento del material eyectado

Los flujos de lava que salen desde un orificio, están principalmente determinados por su viscosidad. Las lavas que son suficientemente fluidas salen desde un cráter y fluyen por efecto de la gravedad son los basaltos y algunas andesitas. Las lavas mas viscosas y mayor contenido de volátiles, tales como riolitas, traquitas, fonolitas y algunas andesitas, tienden a formar domos si son bajos en volátiles, o flujos de cenizas o pumiceos si son ricos en volátiles.

Tres tipos de flujos son reconocidos en las lavas de composición básica, con todas las gradaciones entre ellos. Estos son: cordadas o pahoehoe, escoriaceas o aa y almohadilladas o pillows.

Lavas Pahoehoe o cordadas

Se desarrollan desde magmas de muy baja viscosidad y consiste de delgadas lenguas y lóbulos, que comúnmente se sobreponen unos a otros, como una superficie de oleaje ondulada y cordada (Fig. 4-4). Una fina piel vítrea, rápidamente enfriada por contacto con el aire, aísla el interior, con exsolución de gas. Momentáneamente el flujo de lava puede detenerse y luego escaparse por ruptura de la cubierta enfriada con formación de nuevas lenguas y lóbulos, con lava incandescente que emerge o crece dentro de la nueva lengua.

La temperatura de la erupción y el gas contenido puede mantener el flujo de lava debajo de la piel vítrea. El mantenimiento de tales condiciones apropiadas para la baja viscosidad

permite el drenaje de lava por debajo de la piel vítrea produciendo tubos de lava abiertos. Algunos “pahoehoe”, gradan a “aa”, como resultado del incremento de viscosidad causada por descenso de temperatura y pérdida de gas disuelto.

Lavas AA o escoriaceas

Tienen superficies muy ásperas, formadas por un espeso manto de fragmentos escoriaceos como clinker, que se desarrolla autoclásticamente por rotura y soldado de la capa externa solidificada durante el movimiento. Las coladas de bloques son una variante de coladas “aa”, tienen un manto denso, bloques angulares pobres en vesículas, con el desarrollo de hasta algunos centímetros de clinker escoriaceo. Internamente la mayoría de las coladas “aa” y “bloques” tienen juntas columnares bien desarrolladas, formadas por contracción durante el enfriamiento, del interior semisólido masivo de la colada (Fig. 4-5).



Fig. 4-4. Lavas cordadas o Pahoehoe.



Fig. 4-5. Lava escoriacea (AA)

Lavas Pillow o almohadilladas

Se forman cuando el magma basáltico caliente se pone en contacto con agua o sedimentos saturados en agua, en intrusiones someras. Consisten en lóbulos o almohadillas redondeadas interconectadas entre sí (Fig. 4-6). Algunas pillow recuerdan a las pahoehoe en sección, con menos vesículas y fracturas radiales. Moore (1975) ha observado la formación actual de pillows, costa afuera de Hawai, que resultan de la protrusión de lóbulos delgados elongados, como pasta dentífrica que es expulsada fuera del tubo. Las pillows típicas del fondo oceánico están zonadas concéntricamente en razón del drástico descenso de temperatura de la zona externa, que se vitrifica.



Fig. 4-6. Lava pillow o almohadillada.

Durante este enfriamiento del magma caliente por el agua fría, se generan tensiones internas que producen contracción de los cuerpos vítreos, causando astillamiento y fragmentación, dando lugar a las hialoclastitas o tobas acuáticas. El material hialoclástico ha menudo alterado a palagonita, carbonatos y zeolitas, ocurre como matriz entre pillows y los fragmentos de las brechas de pillows. La mayoría de estas lavas son basálticas o espiliticas, pero se conocen algunas andesíticas y traquíicas.

Lavas submarinas

Muchas de las erupciones volcánicas, tienen lugar sobre el fondo oceánico y su volumen probablemente excede la cantidad de lava sub-aérea. Las lavas submarinas difieren de las sub-aéreas, en el flujo y la vesicularidad. La forma de flujo característica de las erupciones sub-acueas, son las lavas pillow (Fig. 4-6). La vesicularidad de las lavas submarinas está gobernado por la presión de la columna de agua, que inhibe que los gases disueltos escapen; mientras que las lavas extruidas en aguas someras son vesiculares como las de tierra, mientras que con

la profundidad las vesículas se vuelven más pequeñas y raras. A profundidades de 4000 m las vesículas son muy raras y pequeñas (<0,1 mm de diámetro).

Un cambio importante en las propiedades del agua de mar tiene lugar a aproximadamente 2200 m. La presión a esta profundidad es igual a la presión crítica del agua, ya que por encima de esta presión no hay fenómeno de ebullición. El flujo de lava no convierte al agua en vapor, haciendo más efectivo el enfriamiento. Otros volátiles como CO_2 , que pueden escapar en las erupciones sub-aéreas o en aguas someras, se convierten en poderosos agentes metasomatizantes.

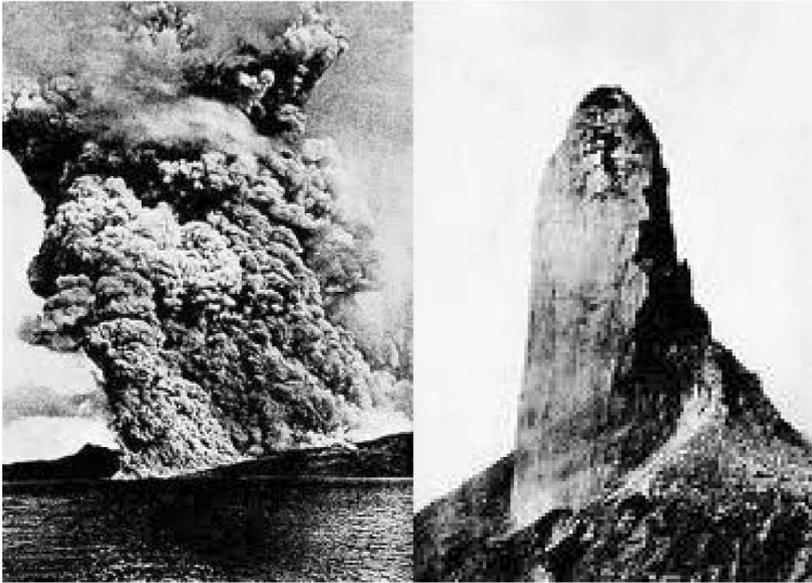


Fig. 4-7. Flujo piroclástico histórico y tapón solidificado de lava en el Monte Pelée (La Martinica).

Domos de Lava

Las lavas más viscosas no fluyen fácilmente aunque ellas sean altamente vesiculares, sino que crecen como domos. La mayoría de ellos son de composición intermedia a félsica. Las lavas viscosas no fluyen por influencia de la gravedad, sino que sólo pueden moverse por la presión ascendente dentro del conducto volcánico y son forzadas hacia arriba a través del conducto de salida que con el tiempo es obstruida por un tapón de la misma composición y la erupción se produce por escape de los gases entre el tapón y la pared del conducto volcánico, como fue el ejemplo clásico de la erupción del Monte Pelée.

El término “domo” no es sólo usado para describir los cuerpos de lava que han crecido por adición de magma ascendente “domos endógenos”, tales como el de Monte Pelée. Otros se apilan después de la emisión desde la salida en el tope “domos exógenos”. Los llamados domos de lava son normalmente domos exógenos, como los del área volcánica de La Carolina (San Luis), entre los que se destaca el Cerro La Silla (Fig. 4-8), constituido por latitas anhidras de alta temperatura ($\sim 800^\circ\text{C}$), que se desarrollaron sobre la peniplanicie circundante. Además de la extrusión sobre el cráter, el magma viscoso puede crecer, por debajo de la superficie como domos o lacolitos (Fig. 4-16A). Los domos suelen tener composiciones félsicas, de riolitas, dacitas, andesitas y traquitas.



Fig. 4-8. Domo volcánico erosionado La Silla (6 Ma), Sierra de San Luis. Se aprecia el flujo de una lava muy viscosa.

La velocidad de crecimiento de los domos de lava es muy lenta, en comparación con la velocidad de los flujos basálticos. La gran columna de lava del Monte Pelée creció a una velocidad de 10 m por día alcanzando 310 m de altura después de 6 meses.

Rocas piroclásticas

Los magmas basálticos tienen relativamente baja viscosidad y bajo contenido de gas, lo que en los volcanes basálticos tales como el Kilauea, la efusión de lava es tranquila y la cantidad de material piroclástico liberado durante el proceso es muy pequeño. Hay dos excepciones a esta regla que son: que las nuevas erupciones pueden iniciarse con una fase explosiva en que el magma y los gases fuerzan la salida hacia la superficie, y otro caso es que si el material volcánico caliente se pone en contacto con agua subterránea, agua de mar o hielo, se genera actividad freática o freato-magmática explosiva.

Las características de los flujos piroclásticos son altamente variados a consecuencia de las diferentes condiciones bajo las cuales se producen los transportes y la deposición de los materiales erupcionados.

En relación a la influencia que el agua ejerce sobre la actividad volcánica, se reconocen explosiones hidromagmáticas o freatomagmáticas y las magmáticas. Los magmas con alta viscosidad y alto contenido de gases disueltos tienen estilos de erupción menos tranquilos y uniformes que los basálticos. El escape de gas disuelto desde el magma es espasmódico y la eyección de bombas y la formación de conos adventicios, que son pequeños conos, formados generalmente por material basáltico, desarrollados sobre pequeñas fisuras o escapes.

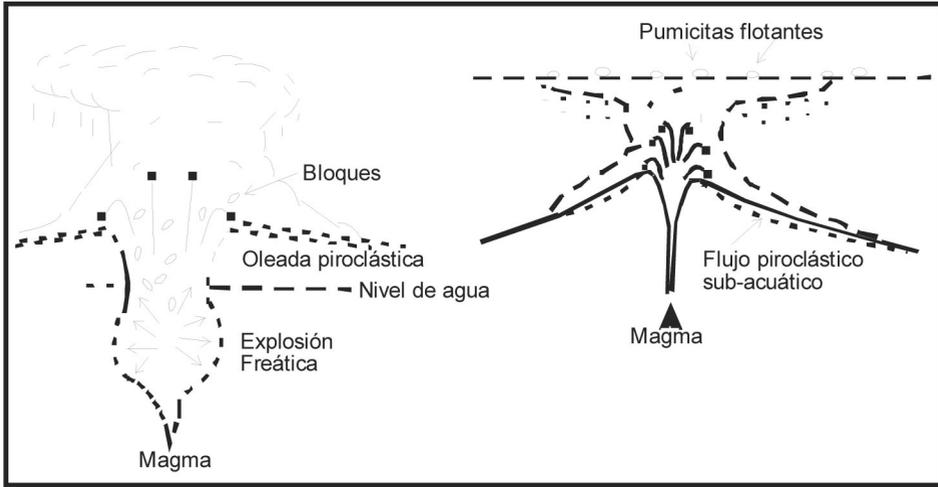


Fig. 4-9. Representación de explosión freatomagmática y sub-acuática.

Los magmas félsicos tales como las riolitas tienen mayor viscosidad y contenido de gases disueltos. Con el descenso de presión cuando el magma se aproxima a la superficie el gas escapa con aumento de volumen y vesiculación del magma, en consecuencia la mayoría de los magmas con estas características erupcionan en forma explosiva. La vesiculación del magma produce el rápido ascenso a la superficie produciendo erupciones que alcanzan gran altura y la extrusión de flujos piroclásticos así como nubes formadas por gotas de magma y gas. Con el avance de estas erupciones se puede producir el colapso de la caldera.



Fig. 4-10. Brechas de material piroclástico de Farallón Negro.

El material piroclástico erupcionado desde un volcán puede ser emitido, tanto en forma fragmentada, produciendo conos de escoria y depósitos de caída de cenizas; o bien mas coherentemente, produciendo depósitos de flujo de cenizas. El material fragmentado es clasificado sobre la base del tamaño de grano en:

>32 mm – bombas (eyecciones líquidas) o bloques (eyecciones sólidas).

32 – 4 mm – lapilli

<4 mm – ceniza

Obviamente a menudo se produce mezcla de los diferentes tamaños de grano, como en el caso de las rocas sedimentarias.

Eventos piroclásticos pequeños

Los eventos eruptivos limitados no son comparables con las grandes provincias ígneas. Algunas de estas formas se ilustran en las figuras 4-11, e incluyen conos piroclásticos, tales como los conos de escoria y los conos de ceniza (Fig. 4-11A), que son el resultado de la acumulación de ceniza, lapilli y bloques que caen alrededor de un orificio de salida y que asocian con actividad explosiva débil. Ellos en general tienen menos de 200 a 300 m de alto y hasta 2 km de diámetro y la actividad dura entre pocos días a decenas de años y están constituidos predominantemente por material basáltico, con pendientes empinadas de aproximadamente 33° en el ángulo de reposo y se alojan a lo largo de fisuras. Un ejemplo de un gran cono de escoria lo constituye la fase inicial del Parícutín, que alcanzó 400 m de altura en el primer año de actividad.

Un Maar (Fig. 4-11B) es típicamente mas bajo que un cono de escoria y tiene un cráter central mucho mayor, en relación al anillo de escombros. Los Maars resultan de la interacción explosiva del magma caliente con el nivel freático, que produce ráfagas de vapor y son llamadas erupciones hidromagmáticas o freáticas (Fig. 4-9). Notar que la fuerza de la explosión es aportada por el agua subterránea y no por el agua contenida en el magma fundido. Los geólogos comúnmente usan los términos “agua meteórica” y “agua juvenil”; la primera se refiere al agua superficial o subterránea de origen meteórico y la segunda se utiliza para el agua contenida en el magma. Un Maar tiene como característica primaria una topografía negativa, ya que la erupción excava el cráter dentro del substrato original. Los anillos de toba y conos de toba son el resultado de las interacciones entre magma y agua.

Los anillos de toba (Fig. 4-11C) se forman cuando magma basáltico asciende hasta niveles más próximos a la superficie, que en el caso de los Maars, antes de interactuar explosivamente con aguas someras o agua superficial. Esto involucra también una mayor relación de magma a agua que en el caso de los Maars, formando un anillo bajo de escoria y ceniza, con material piroclástico bandeado, que inclina hacia adentro y hacia fuera con aproximadamente el mismo ángulo.

Los conos de toba (Fig. 4-11D), son más pequeños que los anillos de toba, con lados empinados y cráteres centrales pequeños. Ellos se forman cuando el magma interactúa con niveles superficiales de agua, siendo generalmente menos violentos y de mayor duración que los maars y anillos de toba. Están formados por escoria y tienen bandeado que buza tanto hacia adentro del cráter, como hacia fuera.

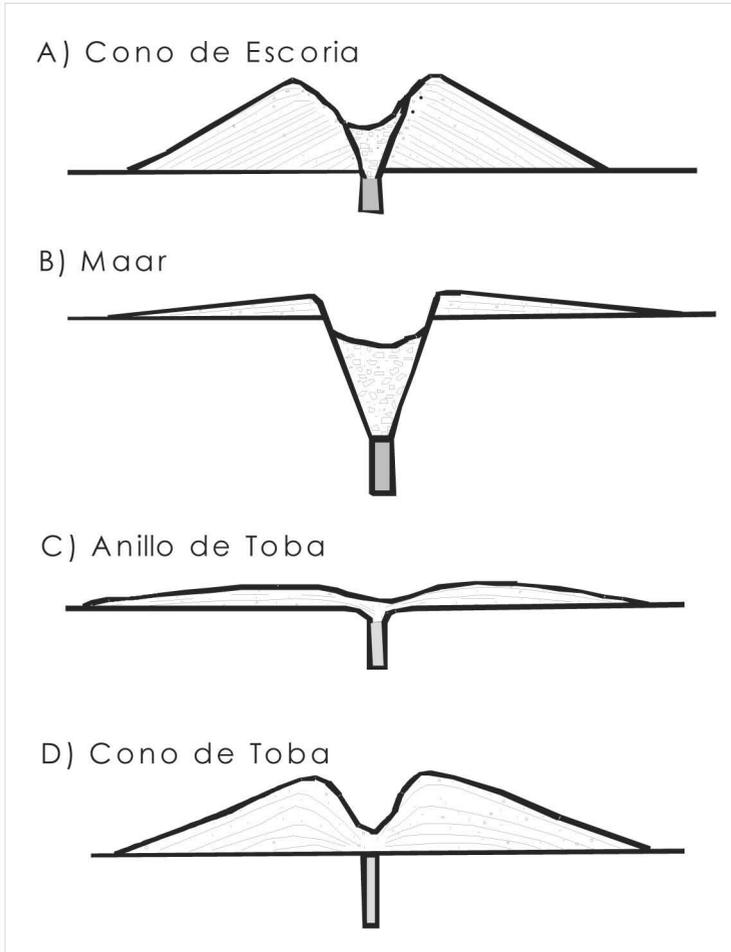


Figura 4-11. Estructuras y morfologías de formas volcánicas explosivas pequeñas.

Caídas de cenizas

Los productos de grano fino de una erupción explosiva en el aire, caen sobre el terreno formando capas de ceniza. La extensión de la caída depende principalmente de la altura a que la ceniza es proyectada en el aire. En la mayoría de los casos, el material que forma las nubes de ceniza cae a menos de un kilómetro sobre el volcán, ayudando a construir el cono. En erupciones muy poderosas la columna de cenizas puede alcanzar los 10 km y alturas mayores solo se alcanzan raramente. Las cenizas de estas erupciones caen sobre amplias áreas. Walker (1973) sugirió que la naturaleza de los depósitos de ceniza debería ser usado para distinguir entre los tipos de erupción Estromboliana (construcción del cono) y Pliniana (formación de capas). Muchos depósitos caen en aguas continentales y otros sobre el terreno desde donde son rápidamente arrastrados y redepositados en agua (Fig. 4-12). Todas las cenizas volcánicas son muy susceptibles a la intemperización y alteración diagenética, especialmente las de composición básica, formando zeolitas, clorita y arcillas del grupo de la montmorillonita.

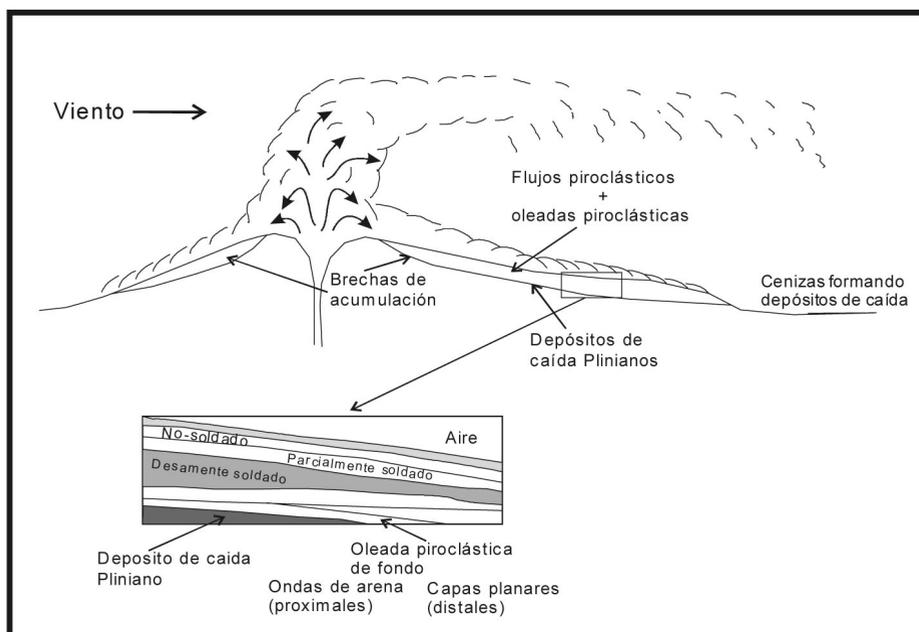


Fig. 4-12. Esquema de flujos, oleadas y depósitos piroclásticos.

Flujos de cenizas

Este grupo de depósitos volcánicos son los que mas dificultades presentan en su identificación e interpretación y generan las mayores controversias. Ellos constituyen acumulaciones aplanadas de composición dacítica o riolítica de origen piroclástico. Las verdaderas lavas dacíticas y riolíticas solo son erupcionadas como domos y están confinadas al área volcánica de salida, mientras que flujos extensos de lavas ácidas se reconocen en muy pocas localidades.

La erupción del Monte Pelée en 1902 (Fig. 4-7) tuvo gran influencia sobre los geólogos porque llamó la atención sobre el fenómeno de las nubes ardientes y su observación mostró que ellas invariablemente están asociadas con depósitos de material piroclástico sobre la superficie del terreno. Estos flujos tienen dos posibles orígenes: a) colapso de una nube eruptiva densa o una avalancha de ceniza caliente inestable, ya depositada sobre una superficie alta; y b) flujo de magma sometido a vesiculación extrema que produce una espuma. La viscosidad de un magma ácido es tal que sólo puede fluir cuando se produce la vesiculación por escape de gas, que produce la expansión de la lava y la convierte en una espuma o en gotas líquidas. Cuando la acumulación alcanza cierto espesor el material sufre compresión por su propio peso y la espuma colapsa y las partículas de vidrio se sueldan. Los cuerpos laminares de rocas volcánicas ácidas muestran comúnmente gradación desde ceniza a tobas soldadas, y gradación desde tobas a lava.

Los productos finales de un flujo piroclástico no revelan necesariamente su medio de transporte. Wilson (1985) calculó para la gran ignimbrita de la erupción del Taupo, ésta constituye una unidad de flujo de 30 km³ que fue erupcionada en menos de 10 minutos, fluyendo en todas direcciones, con una velocidad inicial estimada en 250 - 300 m.s-1.

Lahars

Los lahars (volcanic debris flow) son flujos de barro compuestos principalmente de materiales piroclásticos suspendidos en un barro de cenizas saturado de agua, que actúa de matriz y le imparte movilidad al cuerpo, deslizándose por el flanco de un volcán de material piroclástico. El material arrastrado en el flujo incluye piroclastos, bloques y flujos de lava primarios y material epiclástico, que carece totalmente de selección.

Ellos se pueden formar por varias formas: puede ocurrir cuando la superficie es inclinada y hay disponibilidad de agua, que puede ser de diferentes orígenes. En áreas tropicales con fuertes lluvias, los depósitos de cenizas se saturan en agua y pierden su estabilidad, dando lugar a flujos de barro.

En otras regiones con erupciones violentas de tipo Pliniano, las cenizas que suben a la atmósfera sirven como núcleos para las gotas de agua o de hielo, produciendo fuertes torrentes sobre las superficies impermeables.

En los altos volcanes de los Andes, los lahars son causados por fusión de nieve o hielo alrededor del cráter del volcán, o bien por la presencia de un lago en el cráter volcánico, que se forma durante el período de tranquilidad volcánica y que es expelida durante la erupción, produciéndose tremendas avalanchas, como el Cotopaxi (Ecuador), o el Villarrica (Chile), o El Pinatubo (Filipinas).

Hialoclastitas

Las hialoclastitas son rocas fragmentales formadas por la caída de vidrio volcánico en agua fría. Las típicas hialoclastitas están formadas por fragmentos desde un milímetro a pocos centímetros, compuesto de material pardo-amarillento llamado palagonita. En pocos casos se mantiene el vidrio negro o marrón sin alterar. No posee vesículas ni las formas curvadas características de las partículas de cenizas vítreas normales. La mayoría de las hialoclastitas son de composición basáltica y muestra severa alteración química. Las hialoclastitas, que en su mayoría son de origen submarino, se originan del enfriamiento del vidrio y se asocian con las lavas almohadilladas.



Fig. 4-13. Afloramientos de ignimbritas en los alrededores de Antofagasta de la Sierra (Catamarca).

Depósitos piroclásticos laminares

Algunas provincias volcánicas de la tierra están formadas por depósitos piroclásticos. El grueso del material volcánico consiste de grandes capas de ignimbritas riolíticas, junto a cenizas de caída y menor desarrollo de lavas. Las ignimbritas pueden llegar a cubrir miles de kilómetros cuadrados y tener más de mil metros de espesor (Fig. 4-13).

El parque de Yellowstone es uno de los grandes plateaus ignimbriticos del mundo, con

un volumen erupcionado de flujos riolíticos y tobas soldadas, en los últimos dos millones de años, de mas de 6000 km³. Las rocas pumíceas, representan diversos grados de vesiculación desde lava coherente a flujos piroclásticos. Pequeñas coladas de basalto se intercalan en la secuencia riolítica, además de domos riolíticos y conos de cenizas basálticas. La actividad magmática expresada mediante geiseres, como en la zona del Tatio (Chile) indica la presencia de magma en profundidad (Fig. 4-14).



Fig. 4-14. Geiseres del Tatio (Chile).

Cráteres y calderas

En el centro de muchos volcanes se han formado depresiones; las que tienen menos de un kilómetro de diámetro y se las denomina cráteres, mientras que a las mayores de varios kilómetros de diámetro se las llama calderas (Fig. 4-15). La mayoría de los cráteres ubicados en el ápice de los conos volcánicos, son abiertos por la actividad explosiva que las abre. Mientras que las de tamaño mayor, que constituyen las calderas, se forman por la subsidencia de la cámara magmática que se encuentra por debajo y es parcialmente vaciada.



Fig. 4-15. Cráter volcánico y caldera volcánica respectivamente.

Supervolcanes y super-erupciones explosivas

SUPERVOLCÁN

Es un volcán que ha producido al menos una super-erupción explosiva, las cuales son mucho mayores que cualquiera de las observadas durante el registro de la historia humana. Evidencias de tales erupciones fueron primero descritas por van Bemmelen (1949), quien reconoció el origen volcánico de espesos depósitos alrededor del Lago Toba en Sumatra (Indonesia) y a la que Rampino y Self (1992) denominaron “super-erupción”.

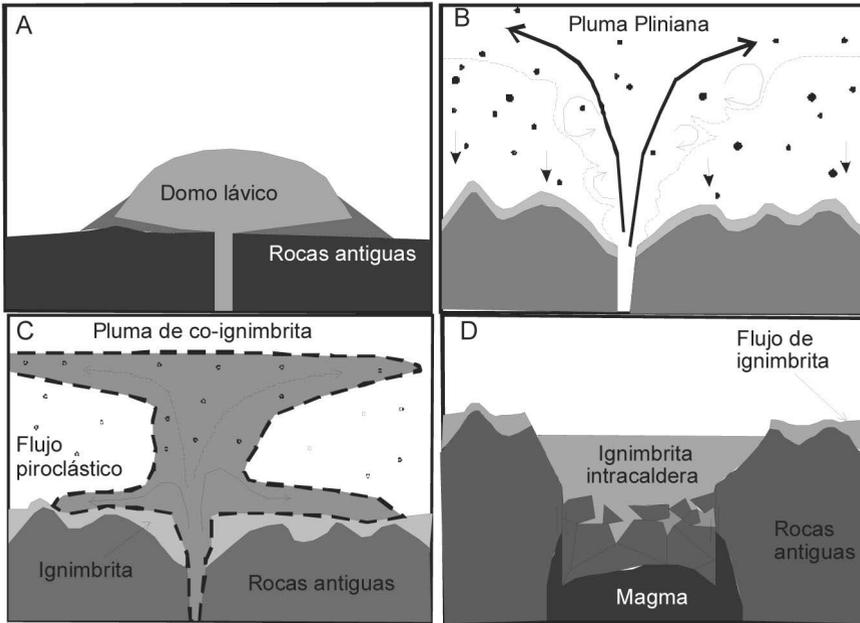


Fig. 4-16. Tipos de erupciones ácidas. A: domo lávico. B: Pluma Pliniana. C: Pluma y flujo piroclástico. D: Colapso de caldera con depósito de ignimbrita. (Modificado de Wilson 2008).

SUPER-ERUPCIÓN

Se considera a los eyectos magma (roca fundida total o parcialmente) con una masa $>10^{15}$ kg, que equivale a un volumen >450 km³ (Sparks et al. 2005; Self, 2006). Además se aplica, a eventos explosivos que ocurren en tiempos cortos. Las erupciones de estas magnitudes tienen índice de explosividad (VEI) de 8 o mayor y producen depósitos de tefra de al menos 1000 km³.

La distinción por el tamaño, entre supervolcanes y volcanes, es arbitraria en 1000 km³ de tefra, como línea divisoria. La apariencia de una caldera, después de la erupción es distintiva: ya que no conforman la imagen común de un volcán de estructura cónica, sino que constituye una depresión subcircular, topográficamente negativa. Como los supervolcanes emiten material rápidamente durante la erupción, la estructura superficial existente antes de la erupción colapsa, por evacuación de la cámara magmática, tomando la forma de caldera que se correlaciona con el tamaño de la erupción (Smith, 1979). Las calderas, tienen alrededor de 100 km de diámetro. Las super-erupciones requieren de gran volumen de magma con fuerte potencial explosivo, resultante del alto contenido de volátiles (agua), que forma burbujas de gas, que en combinación con la alta viscosidad del magma (riqueza en sílice de los magmas

dacíticos y andesíticos) inhiben el escape de las burbujas y conduce al estallido de las mismas, con el descenso de la presión confinante. Asimismo, el magma eruptible que se acumula en la parte somera de la cámara, es un componente menor de los grandes reservorios, ya que en niveles más profundos, los magmas andesíticos y basálticos, que raramente se encuentran en las erupciones, proveen la energía térmica, que contribuye a la erupción de los magmas silíceos.

La acumulación de grandes volúmenes de magmas ácidos se debe a que estos, se alojan en corteza continental de baja densidad, que impide el ascenso boyante de magmas básicos densos, haciendo crecer el reservorio y facilitando su diferenciación. Las erupciones, pueden ser activadas por cualquier tipo de perturbación que fracture las rocas de caja y genere conductos hacia la superficie. La expansión del magma, por el crecimiento de las burbujas o por la adición de nuevo magma, incrementa la presión que lo inyecta por las fracturas, pudiendo alcanzar la superficie y erupcionar.

Las posibles causas para una erupción explosiva incluyen:

Saturación en gas del magma que cristaliza, que se separa del líquido.

Aporte de nuevos pulsos de magma en la base de la cámara magmática.

Escapes de gas desde magma profundo y almacenamiento en el magma de menor densidad más superficial.

Movimientos sísmicos, que fracturan las paredes de la cámara y desestabilizan el magma estancado.

La erupción explosiva de un magma rico en gas, produce piroclastos finos, compuestos por vidrio y cristales. Copiosas cantidades de gas conteniendo piroclastos en suspensión forman columnas de erupción de tipo Pliniano. Las mezclas de gas y piroclastos, que salen del volcán y entran en la atmósfera, a temperaturas casi magmáticas, calientan el aire en forma inmediata, produciendo corrientes ascendentes que pueden alcanzar alturas mayores a los 30 km y que se expanden lateralmente como una sombrilla gigante de nubes de ceniza en la estratosfera (Fig. 4-16B y C). Los fragmentos volcánicos, caen a tierra como si fuera una nevada desde la columna de erupción, dando lugar a la formación de depósitos de caída. También forman flujos piroclásticos muy calientes, que pueden moverse sobre la superficie del terreno a velocidades de cientos de kilómetros por hora, con efectos devastadores, cubriendo miles de km² con depósitos de cenizas.

Las super-erupciones son extremadamente infrecuentes (desde la perspectiva humana), con un promedio de 1 por cada 100.000 años. La super-erupción documentada más joven, corresponde a Oruanui, en la zona del Taupo (Nueva Zelanda), ocurrida hace 26.000 años, que fue precedida por otra 50.000 años antes y otras menos conocidas, de al menos 100.000 años.

Según Mason et al. (2004) se habrían registrado 47 super-erupciones, entre los 26.000 años (Oruanui) y hasta de edad ordovícica, que habrían ocurrido en corteza continental engrosada de zonas de subducción y relacionadas a áreas locales de extensión, por ingreso de calor proveniente de magma basáltico en la corteza más silícea, como Japón, Indonesia, Nueva Zelanda y los Andes. También se habrían originado en ambiente de intraplaca, en puntos calientes como Yellowstone y en zonas de extensión como el Long Valley (California).

Reservorios magmáticos que alimentan a las super-erupciones

Los reservorios magmáticos someros deben alcanzar grandes volúmenes para generar

erupciones volcánicas importantes, cuyos volúmenes y duración pueden tener consecuencias globales, o bien solidifican lentamente en los 10-15 km superiores de la corteza, formando plutones con períodos de enfriamiento de 105 a 106 años.

En base de las observaciones realizadas en reservorios magmáticos, se deduce:

1. Cuando las condiciones lo permiten los reservorios de magma se hacen muy grandes (de hasta 5000 km³, que corresponde a la mayor erupción conocida), en respuesta a la adición de magma, durante largos períodos.

Las cámaras se presentan como lentes, cuyas relaciones (espesor/longitud) van de 1/5 a 1/10 (Fig.4-17). Esta información geométrica se infiere, por las imágenes geofísicas de provincias magmáticas activas, por los plutones expuestos y por las dimensiones de las calderas generadas por vaciamiento de las cámaras magmáticas. Con estas evidencias se estima el espesor del volumen erupcionado de la cámara magmática, conociendo el volumen de los productos erupcionados. Las mayores calderas cubren áreas entre 1000 y 3000 km² y volúmenes de 1000 a 5000 km³ y las cámaras de magma erupcionado tienen espesores de 1-2 km.

Los reservorios de magma se forman a diferentes profundidades, con preferencia en la base de la corteza y en las discontinuidades litológicas. Generalmente las erupciones, son alimentadas desde cámaras de 4 – 10 km de profundidad.

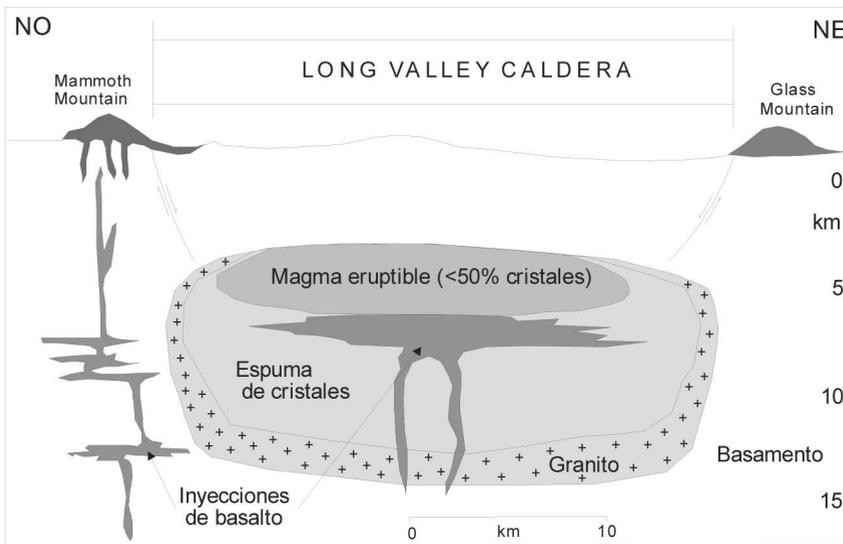


Fig. 4-17. Esquema de la Caldera Long Valley, mostrando el volumen de material eruptible. (Modificado de Bachmann y Bergantz 2008).

La mayoría de las super-erupciones son de magma riolítico ($\text{SiO}_2 > 72\%$ en peso) rico en H_2O . Ambos componentes contribuyen al carácter explosivo del magma. Durante la descompresión el agua produce burbujas, que tienden a expandirse en forma violenta y el líquido viscoso que las contiene, que es alto en sílice, atrapa las burbujas, produciendo una mezcla espumosa extremadamente flotante. El emplazamiento somero de grandes volúmenes de magma, con fuerte fraccionamiento cristal-líquido, que en esencia es un proceso de destilación, concentra a la sílice y agua, en la porción líquida del magma. Debido a la más baja densidad del líquido, este se separa por gravitación de los cristales más densos y menos ricos en sílice y forman la parte superior de la corteza.

La separación líquido-cristal se produce por: 1) en un sistema predominantemente sólido (>50% de cristales) el líquido intersticial es expulsado de la masa de cristales, por compactación. 2) en sistemas dominados por líquidos (<50% de cristales) las partículas sólidas densas, se asientan en el piso de la cámara magmática. Ambos mecanismos son muy lentos en los magmas ricos en sílice, debido al bajo contraste de densidad entre cristales y líquido, ya que los cristales no superan los 5 mm y el líquido silicático es muy viscoso (cien mil veces la viscosidad del agua a temperatura ambiente). Por ejemplo usando la ley de Stokes, un cristal de 1 mm³, tardaría 10 años en hundirse 1 m, en un líquido riolítico con una viscosidad de 105Pa*s.

Calderas

Una caldera se define “como una gran depresión volcánica de colapso, más o menos circular o con forma de circo, cuyo diámetro es muchas veces mayor que cualquier cráter o cráteres juntos incluidos en ella”. Un cráter puede recordar a una caldera en su forma, pero es mucho más pequeño y difiere genéticamente ya que es una forma de construcción, mas que un producto de destrucción. Pej. el Cerro Galán en la Puna de Catamarca tiene aproximadamente 40 km de diámetro.

Las calderas o valles caldera (Fig. 4-18), se habrían formado siguiendo una serie de pasos que comienzan con, a) la intrusión de magma en niveles someros de la corteza continental, con desarrollo de domamiento del techo y formación de un sistema de fracturas en anillo, b) erupción de material piroclástico riolítico desde las fracturas en anillos y parcial evacuación de la cámara magmática, c) colapso del techo de la caldera, a lo largo de las fracturas en anillo del techo y relleno parcial de la caldera por deslizamiento de paredes inestables, erosión, depositación de sedimentos lacustres y depósitos piroclásticos post-caldera y lavas. El bloque se hunde intacto a aproximadamente 1 Km, como si fuera un pistón, d) Levantamiento resurgente, domamiento y fracturación del bloque central debido a la renovación de la actividad magmática, con extrusión de lava riolítica viscosa, en forma de domos, desde fracturas en anillo periféricas al bloque central, formando domos resurgentes. Aquí se

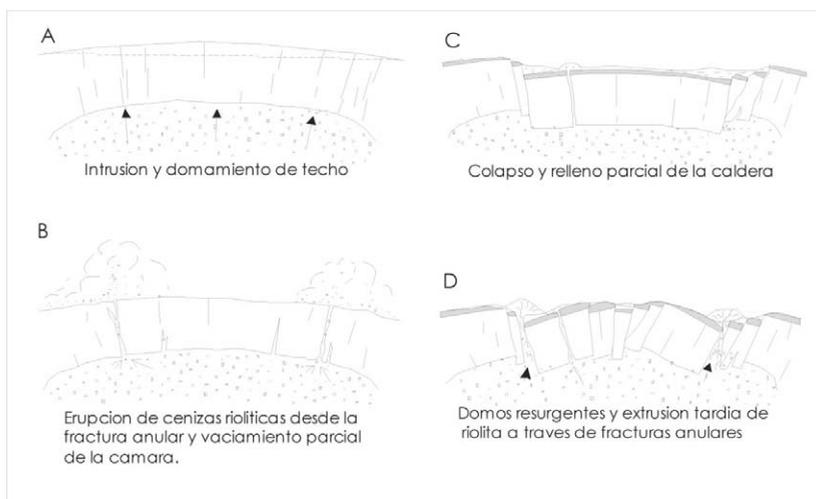


Fig. 4-18. Evolución esquemática de un valle caldera (modificado de Best 1982).

presume que la actividad magmática ha muerto, pero persiste la actividad geotérmica en forma de geiseres.

En algunas provincias volcánicas grandes áreas están cubiertas por depósitos piroclásticos como en la zona volcánica Cuaternaria del Taupo, en Nueva Zelanda. El material volcánico consiste de grandes capas de ignimbritas riolíticas, junto con depósitos de cenizas y erupciones lávicas menores. Las ignimbritas cubren un área de 20.000 km². Hay por lo menos cuatro grandes calderas, que proveyeron el material piroclástico y aún persisten fuentes de agua caliente.

Nombre	Localidad	Diámetro (km)
Aso	Japón	20
Crater Lake	Oregón	10
Katmai	Alaska	5
Kauai	Hawai	18
Kilauea	Hawai	4
Krakatoa	Indonesia	8
La Garita (Mts. San Juan)	Colorado	45
Santorini	Grecia	14
Soma (Vesuvio)	Italia	3
Valles	Nuevo Méjico	21
Cerro Galán	Argentina	40

Tabla 4-2. Diámetros de algunas calderas. (McDonald 1972).

Las calderas son parte integral de los supervolcanes y sus erupciones. El colapso de la caldera durante una erupción es importante, porque causa el cambio de una salida simple (que favorece la generación de caídas plinianas) a múltiples salidas en la fractura anular (favoreciendo la generación de flujos piroclásticos). Asimismo, la depresión generada por colapso provee una trampa para los productos erupcionados, que allí se acumulan y pueden alcanzar gran espesor (Fig. 4-14D).

Muy pocas super-erupciones se conocen con suficiente detalle para reconstruir la dinámica y el origen de la cámara magmática. Para ello se debe establecer; a) como se han iniciado y finalizado las erupciones; b) distribución y volúmenes de los depósitos piroclásticos y lávicos; c) duración de la erupción de tales volúmenes de magma y gas.

Tres casos estudiados, sugieren la amplia variabilidad y diversidad en los tiempos y estilos de las super-erupciones.

La erupción del Oruanui (Nueva Zelanda) hace 26,5 ka de aprox. 530 km³ de magma, evidencia intervalos de erosión y/o retrabajamiento de horizontes, con actividad espasmódica, incluyendo hiatus de semanas. La erupción estuvo compuesta por erupciones sucesivas a gran escala con incremento de vigor, constituyendo un evento geológico único. En contraste, la erupción del Tuff Bishop, en Long Valley (California) hace 0,76 Ma de aprox. 600 km³, muestra evidencias de una sola interrupción y el mayor volumen de erupción fue en sólo 6 días. La erupción Tuff Huckleberry de Yellowstone, hace 2,06 Ma, de aprox. 2500 km³, muestra varias erupciones, con interrupciones de meses o más. En la base de los depósitos de caída, la presencia de horizontes de material retrabajado, sugiere relación con vientos, corrientes de agua y granizo, que los afectaron.

Grandes provincias ígneas (lips)

Los plateau basálticos corresponden a cabezas de plumas, que forman las Grandes Provincias Ígneas (LIPs – large igneous provinces). El término, fue propuesto por Coffin y Eldholm (1991, 1994), Bryan y Ernst (2008), Sheth (2007) para caracterizar provincias ígneas máficas con extensiones areales $>0,1 \text{ Mkm}^2$ que muestra "emplazamiento cortical masivo de rocas intrusivas y extrusivas predominantemente máficas, que se habrían originado por procesos diferentes a los normales de la expansión oceánica".

Estos fenómenos episódicos, erupcionan gran volumen de magma basáltico en períodos geológicos relativamente cortos, formando las grandes provincias ígneas, que incluyen a, los flujos basálticos continentales, las dorsales submarinas y asísmicas, montes submarinos y los gigantescos plateau oceánicos. Estas fluctuaciones en la dinámica de la Tierra son poco entendidas y se asignan a plumas de manto, impactos de meteoritos o procesos esporádicos que controlan la litósfera (Anderson 2005; Campbell 2005; Jones 2005; Saunders 2005).

El término LIPs, estuvo originalmente relacionada a las provincias basálticas continentales del Mesozoico y Cenozoico, correspondientes a márgenes pasivos y al volcanismo oceánico conocido, extendiéndose después al registro Paleozoico, Proterozoico y Arqueano (Tabla 4-3).

Las LIPs están caracterizados, además de su extensión $>0,1 \text{ Mkm}^2$, por: 1) Edades del Arqueano al Fanerozoico; 2) Volumen; 3) Ambiente cortical (continental y oceánico); 4) Ambiente tectónico; 5) Tiempo de emplazamiento del magma (máximo de $\sim 50 \text{ Ma}$ y con pulsos de $\sim 1-5 \text{ Ma}$); 6) Primariamente intrusivo o extrusivo; 7) Composición (máfica y silícica).

Adicionalmente para que sea considerada una LIPs, la erupción debe desarrollarse en un ambiente tectónico de intraplaca, con tal afinidad geoquímica. Bryan y Ernst (2008) enfatizan que las LIPs son provincias principalmente máficas, que tienen componentes ultramáficos y silícicos subordinados, y sólo unas pocas LIPs son silícicas. Las LIPs (Mahoney y Coffin 1997) han ocurrido como plateau basálticos oceánicos, o como plateau basálticos continentales (Fig. 4-19).

El volumen de las LIPs es un atributo que responde a eventos anómalos de emplazamiento de tremendos volúmenes de magma que alcanzan la superficie de la Tierra. A veces la erosión no permite cuantificar el volumen de magma extruido y en esos casos se definen por las rocas intrusivas, tales como los enjambres de diques o por las rocas máficas-ultramáficas intrusivas, como las que se encuentran en el Mesoproterozoico superior de Mackenzie o de Warakurna.

Plateau basálticos oceánicos

Los plateau basálticos oceánicos son amplias prominencias topográficas que se alcanzan centenares de metros por encima del fondo marino que los rodea. Poco se conoce de estos focos sumergidos, porque ellos son inaccesibles y se estima cubren el 3% del fondo marino. La obtención de testigos por perforaciones y dragado del fondo oceánico, así como por el muestreo de las cuestionables exposiciones en los márgenes continentales, revelan que ellos constituyen espesas secuencias de lavas basálticas. Algunos, alcanzan hasta 40 km de espesor por debajo corteza, que significa casi cinco veces el espesor normal de la corteza oceánica.

La producción de magma en los grandes plateau oceánicos, como Ontong-Java en el Pacífico occidental, es comparable con los sistemas de dorsales oceánicas y cadenas de islas

oceánicas. Ontong-Java tiene una superficie de 1.540.000 km², con 30 a 43 km de espesor y un volumen de aproximadamente 6x10⁷ km³, que fue producido en aproximadamente 6 Ma, lo que indica 10 km³/año, en comparación con los 21 km³/año que producen las dorsales del mundo.

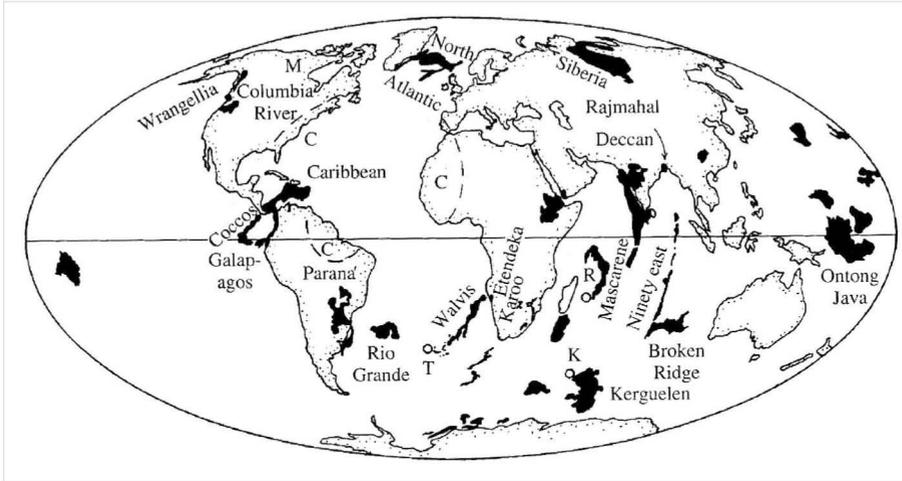


Fig. 4-19. Grandes provincias ígneas, especialmente basálticas (LIPs).

Una forma de producir en forma localizada tal volumen de basalto toleítico es por descompresión con fusión a gran escala en la cabeza de una pluma caliente de manto, que comenzarían su ascenso en el límite manto - núcleo. Los modelos experimentales indican que la pluma al ascender, tiene gran diámetro en la cabeza y diámetro pequeño en la cola. Gran cantidad de la roca viscosa del manto, es calentada y arrastrada ya que la cabeza tendría temperaturas de 1350 – 1400°C y en la cola alcanzaría los 1550°C. Cuando la cabeza de la pluma alcanza la litosfera más rígida es aplanada y podría alcanzar los 2500 km de diámetro, en comparación con el pequeño diámetro de la cola, que sigue presionando a la cabeza y aumentando su extensión. En razón de su espesor y flotabilidad relativa con respecto al manto, los plateau oceánicos cabalgan sobre las placas convergentes de arcos de islas o márgenes continentales y no pueden ser totalmente subductados.

Plateau de basaltos continentales

Los plateau basálticos mejor conocidos son del Mesozoico y Cenozoico y solo algunos del Proterozoico (Fig. 4-17, tabla 4-2 y 4-3). Enjambres de filones capa y diques se asocian con los flujos de lava y son, particularmente visibles en los plateau más antiguos, que están más erosionados. Los plateau basálticos, se forman por coladas de lava superpuestas y diques alimentadores, en grandes volúmenes (generalmente ~106 km³), con corta duración del pico de actividad (~1 Ma), lo que es compatible con la copiosa generación de magma en la cabeza de una pluma. Los plateau son de basaltos toleíticos, como los de Karoo, Etiopía, y Paraná. Las picritas son poco comunes excepto en el Karoo y Deccan. Los basaltos son afíricos y a veces porfíricos con fenocristales de plagioclasa. La pasta contiene plagioclasa, clinopiroxenos ricos y pobres en Ca, óxidos de Fe y Ti, vidrio y raramente olivino. El tipo de

roca dominante está ligeramente saturada en sílice, representada por toleitas cuarzosas más evolucionadas que el MORB, en que las concentraciones de Fe, Ti, P y K son mayores, y el MgO es bajo (5-8% peso), Ni (<100 ppm), Mg/(Mg + Fe₂) (<0,65% peso).

Origen de los magmas

Los atributos geoquímicos indican fraccionamiento cristalino a baja presión de fundidos parciales de manto primitivo. Cox (1993) arguye que los magmas del manto primitivo picrítico, sufren remoción polibárica del olivino durante su ascenso, reduciendo la concentración de los elementos compatibles y el MgO a ~7% peso. Posteriormente estos magmas fraccionados sufren remoción de olivino, clinopiroxeno y plagioclasas, en cámaras estacionarias próximas al Moho, donde habrían quedado bloqueados en su ascenso. Estos gabros fraccionados tienen aproximadamente el mismo contenido de elementos mayores que el magma generador. La existencia de fraccionamiento intenso, en algunas provincias, se evidencia por el volumen de lavas silíceas, que requiere de grandes cámaras, o fuentes de calor para producir fusión parcial de la roca de campo.

PROVINCIA	EDAD (Ma)	ESPESOR MAXIMO (m)	AREA ACTUAL (Km ²)
Keweenawan (lago Superior)	Precámbrico sup. 1100-200	12.000	>1.000.000
Plataforma Siberiana	Permo-Trias 248-216	3.500	>1.500.000
Karro (S. Africa)	Jurásico 206-166	9.000	140.000
Basaltos Kirkpatrick, doleritas Ferrar (Antartica)	Jurásico 179±7	900	7.800
Paraná – Etendeka (Sud América-Africa)	Jurásico sup-Cretácico inf. 140-110	1.800	1.200.000
Provincia ignea nord-Atlántica			
Deccan (India)	Cretácico sup - Eoceno 65-50	2.000	1.000.000
Río Columbia (USA)	Cretácico-límite Terciario Mioceno 17 – 6	>2.000	> 500.000
		>1.500	200.000

Tabla 4-3. Edades y dimensiones de las mayores flujos basálticos continentales.

Los patrones de normalización de los elementos trazas para los basaltos continentales son similares a las toleitas de las islas oceánicas y MORB-E, implicando una fuente de pluma similar. La contaminación se produce durante la cristalización fraccionada en cámaras magmáticas corticales, que generan lavas riolíticas, como en los plateau de Karoo y Paraná. Algunos flujos basálticos continentales tienen anomalías negativas de Nb-Ta, que es típica de magmas de arco y de corteza continental. Muchos flujos basálticos tienen elevada relación ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr y están deprimidos en ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd, que es consistente con contaminación por corteza continental antigua.

Ruptura continental

El ascenso de una pluma, produce una expansión térmica, que genera el domamiento de la litósfera y las fuerzas extensionales inducidas en la placa rígida producen su abovedamiento, que permiten la intrusión de enjambres de diques radiales en grandes extensiones y que están expuestos en provincias donde la cubierta de lava ha sido erosionada.

En algunos casos la actividad de la pluma ha causado la ruptura de placas continentales, dejando salir diques y filones, que dan lugar a un margen continental pasivo adyacente a la apertura de un océano, otros flujos volcánicos relacionados a plumas astenosféricas, como los de Siberia y de Columbia River, no han producido ruptura continental.

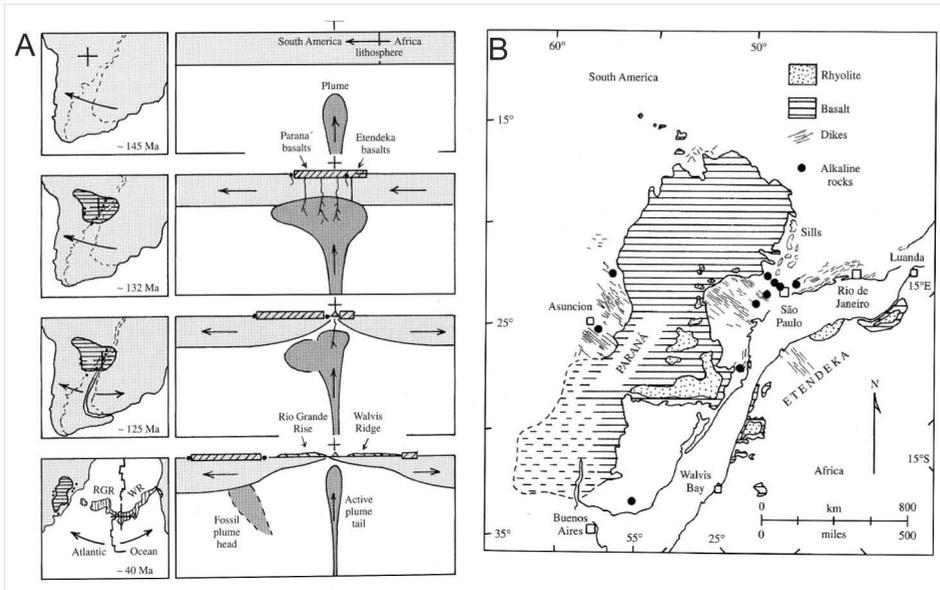


Fig. 4-20. A: Actividad de una pluma de manto y ruptura de Sud-América y Africa. B: Esquema geológico de las provincias de basalto-riolita de Paraná y Ethendeka, a aprox. 138 Ma. (Modificado de Peate 1997).

La ruptura de Gondwana comenzó en el Atlántico sur en el Cretácico (Fig. 4-20). La mayor parte de los $\sim 1,5 \times 10^6 \text{ km}^3$ de volumen de lava que constituyen los plateau basálticos de Paraná y Ethendeka, bordean al Océano Atlántico en el este de Sudamérica y por el sudoeste de Africa, respectivamente y fueron extruidos entre 134 y 129 Ma. Estos flujos basálticos son bimodales. La mayoría son tolvitias alteradas que tienen 63-72% SiO_2 , y muy pocas no lo están y tienen 59-63% SiO_2 . Asimismo, las rocas silíceas tienen fuentes diferentes. Las riolitas porfiríticas altas en Ti , serían derivadas por fusión parcial de basaltos tempranos alojados en la corteza inferior, inducida por los basaltos que les sucedieron. Las riolitas africanas bajas en Ti tienen elementos trazas y relaciones isotópicas que indican derivación por asimilación de la corteza en magmas basálticos fraccionados. Los flujos de riolitas africanas ocurren en unidades con notable homogeneidad individual, con ausencia de zoneamiento a pesar de su gran volumen ($>1000 \text{ km}^3$). Algunas han fluido a distancias de $>300 \text{ km}$ y han podido ser correlacionadas en ambos lados del Océano Atlántico. La relación espesor-largo, tan baja como 1/2000, es inusual en los flujos lávicos, lo que sugiere su emplazamiento como ignimbritas, aunque la fábrica piroclástica se ha perdido, posiblemente obliterada por reomorfismo. El magmatismo alcalino contemporáneo con el volcanismo de Paraná incluye pequeños cuerpos de gabros alcalinos, sienitas, fonolitas y carbonatitas.

LIPs	Continental	<p>Provincias Continentales basálticas <i>Ejemplos:</i> Liberia, Karroo, Paraná-Ethendeka, Deccan, Afro-Arábica, Columbia River.</p> <p>Enjambres gigantes de diques continentales, filones y provincias intrusivas máficas-ultramáficas. <i>Ejemplos:</i> Mackensie, Warakuma, Bushveld.</p> <p>Cinturones Verdes Arqueanos (Asociaciones toleíticas y komatiíticas). <i>Ejemplos:</i> Superior, Yilgam, Bulawayan, Rae.</p> <p>Márgenes volcánicos de rift. <i>Ejemplos:</i> India-Oeste de Australia, Atlántico norte.</p> <p>LIPs silíceos. <i>Ejemplos:</i> Whitsunday, Chon Aike, Sierra Madre occidental.</p>
	Oceánico	<p>Plateaus oceánicos. <i>Ejemplos:</i> Ontong-Java-Manihiki-Hikurangi, Kerguelen, Caribe-Colombia, Levantamiento Magallánico.</p> <p>Flujos basálticos de cuencas oceánicas. <i>Ejemplos:</i> Cuenca Nauru, Marianas orientales, Pigafetta.</p>

Tabla 4-4. Grandes provincias igneas (LIPs).

Lecturas seleccionadas

- Anderson, D.L. 2005. Large Igneous Provinces, and Delamination, and Fertile Mantle. *Elements* 1: 271-275.
- Best, M. G., 1982. *Igneous and Metamorphic Petrology*. W.H. Freeman and Co.
- Bryan, S.E., y Ernst, R.E. 2008. Revised definition of Large Igneous Provinces (LIPs). *Earth-Science Reviews* 86: 175-202.
- Campbell, I.H. 2005. Large Igneous Provinces and the Mantle Plume Hypothesis. *Elements* 1: 265-269.
- Coffin, M.F., y Eldholm, O. (eds.) 1991. Large igneous provinces: JOI/USSAC Workshop Report. The University of Texas at Austin Institute for Geophysics Technical Report 114, 79 pp.
- Coffin, M.F., y Eldholm, O. 1994. Large igneous provinces. Crustal structure, dimensions, and external consequences. *Review Geophysics* 32: 1-36.
- Cox, K.G. 1993. Continental magmatic underplating. *Philosophical Trans. Royal Soc. of London A342*: 155-166.
- Fisher, R.V. 1966. Rocks composed of volcanic fragments and their classification. *Earth Sci. Reviews* 1: 287-298.
- Jones, A.P. 2005. Meteorite Impacts as Triggers to Large Igneous Provinces. *Elements* 1: 277-281.
- Llambías, E. J. 2008. Geología de los cuerpos ígneos. Asociación Geológica Argentina. Serie B – Didáctica y Complementaria N° 29. 222 pp.
- Mahoney, J.J., y Coffin, M.F. (eds.). 1997. Large Igneous Provinces. Continental, oceanic, and planetary flood volcanism. *Union Geophysics. Monography* 100, 438 pp.
- Mason, B.G., Pyle, D.M., y Oppenheimer, C. 2004. The size and frequency of the largest explosive eruptions on Earth. *Bulletin of Volcanology* 66: 735-748.
- Mazzoni, M., 1986. Procesos y depósitos piroclásticos. *Asoc. Geol. Arg. Serie B. N° 14*.
- Moore, J.G. 1975. Mechanism of formation of pillow lava. *American Science* 63: 269-277.
- Newhall, C.G., y Self, S. 1982. The volcanic explosive index (VEI): An estimate of explosive magnitude for historical volcanism. *Journal of Geophysical Research* 87: 1231-1238.
- Rampino, M.R., y Self, S. 1992. Volcanic Winter and accelerated glaciation following the Toba super-eruption. *Nature* 359: 50-53.
- Saunders, A.D. 2005. Large Igneous Provinces: Origin and Environmental Consequences. *Elements* 1: 259-263.
- Self, S. 2006. The effects and consequences of very large explosive volcanic eruptions. *Philosophical Transactions of the Royal Society A364*: 2073-2097.
- Sheth, H.C. 2007. "Large Igneous Provinces (LIPs)": Definition, recommended terminology, and a hierarchical classification. *Earth-Science Reviews* 85: 117-124.
- Smith, R.L. 1979. Ash-flow magmatism. *Geological Society of America Special Paper* 180: 5-25.
- Smith, R.L., y Bailey, R.A. 1968. Resurgent cauldrons. *Geological Society American Memoir* 116: 623-662.
- Sparks, R.S.J., Self, S., Oppenheimer, C., Pyle, D.M., Rymer, H. 2005. Super-eruptions: global effects and future threats. Report of a Geological Society of London Working Group. The Geological Society, London, 24 pp.
- Teruggi, M., Mazzoni, M., Spalletti, L. y Andreis, R., 1978. Rocas Piroclásticas. Interpretación y Sistemática. *Asoc. Geol. Arg. Serie B. N° 5*.
- Van Bemmelen, R.W. 1949. *Geology of Indonesia. Volume 1A. General Geology of Indonesia and Adjacent Archipelagos*. Government Printing Office, The Hague, Netherlands, 732 pp.
- Walker, G.P.L. 1982. The Taupo Pumice: product of the most powerful known (ultraplinian) eruption? *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 8: 69-94.
- Williams, H., y McBirney, A.R. 1979. *Volcanology*. San Francisco. Freeman, Cooper and Co. 397 pp.

