

Guía de Geofísica

Escrito por Christian Castro | Profesor Jorge Reyes

Volcanismo

El volcanismo se produce cuando el material fundido del interior de la Tierra sale a la superficie a través de grietas, fisuras y orificios. A este material que sale se lo denomina lava, se caracteriza porque se enfría rápidamente y libera sus gases disueltos. Por otra parte, algunos de los minerales de alta temperatura de consolidación se forman y se separan del magma. De acuerdo a la viscosidad del material, varían las características de la erupción volcánica.

Chile es un país que presenta un alto índice de actividad Volcánica y así mismo una gran actividad Sísmica, esto se debe a que se encuentra ubicado en la placa Sudamericana y esta entra en contacto con la placa de Nazca, este contacto entre placas una continental y la otra oceánica genera un proceso continuo denominado subducción.

La Proceso de Subducción es cuando la placa de Nazca subduce bajo la placa Sudamericana, en este proceso la placa de nazca va descendiendo hacia el manto, sumado al roce y a la presión que se genera contra la placa Sudamericana es que se comienza a aumentar la temperatura, provocando la fundición de la placa dando como resultado el conocido magma.

Origen del Relieve Chileno

Las evidencias geológicas actualmente disponibles permiten deducir que, originalmente, el territorio chileno estuvo ocupado por el mar. La excepción la constituyen algunas formaciones de rocas de las primeras edades del planeta que, por su altura, sobresalían como islas y ahora, forman parte de la Cordillera de la Costa. El resto de Chile actual era una gran depresión submarina, sobre la cual se acumularon sedimentos que con el tiempo constituyeron la base de la Cordillera de los Andes.

El ascenso de la Cordillera de los Andes comenzó hace unos 180 millones de años. Fue el resultado de prolongados e intensos movimientos producidos por el desplazamiento de la Placa sudamericana hacia el Oeste y por la resistencia que ofrece a este movimiento la Placa de Nazca al desplazarse hacia el este. El movimiento principal se inició hace unos 120 millones de años, elevándose la Cordillera de los Andes a una altura superior a la que tiene hoy. Este macizo ocupó todo el territorio nacional.

Con el tiempo, las mayores cumbres de la cordillera fueron afectadas por la erosión. Así, la montaña andina se convirtió en un ligero plano inclinado en dirección al océano, tal como se presenta en la actualidad.

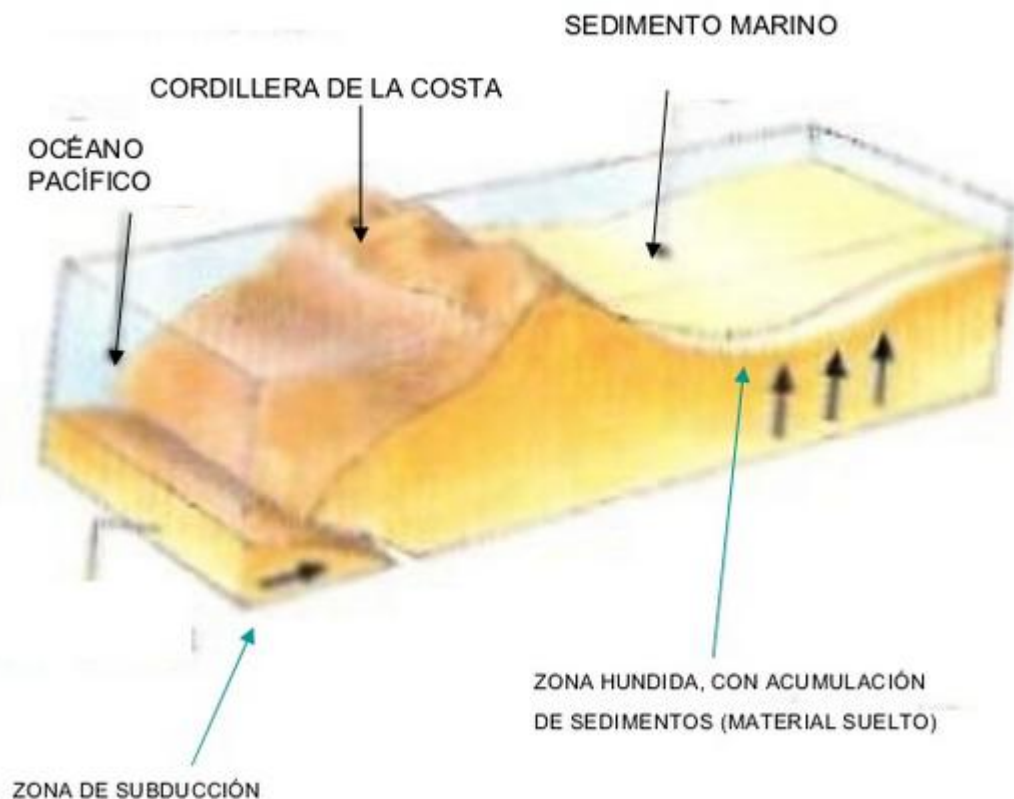
Hace sólo dos o tres millones de años, la intensa y violenta actividad volcánica, junto a los grandes movimientos de las placas, provocó ascensos y descensos de bloques de la corteza terrestre. Esto trajo como consecuencia continuos avances y retrocesos del mar, así como también la efusión de

grandes cantidades de material volcánico que - en el norte del territorio - relleno los espacios existentes entre las cumbres de la Cordillera de los Andes, dando origen a la meseta hoy conocida como Altiplano.

Junto con el relieve volcánico, los fuertes quiebres de la corteza terrestre contribuyeron a la configuración definitiva del relieve chileno. La Cordillera de los Andes y la Cordillera de la Costa tomaron su forma actual al hundirse el bloque central de la primera. Esto originó la franja del relieve conocida como Depresión Intermedia, en cuyo modelado colaboraron también las glaciaciones.

Más adelante, como efecto de los procesos de hundimiento y solevantamientos del relieve cordillerano se formaron las Planicies Costeras y terrazas marinas, quedando así delineadas la actual fisonomía del territorio nacional. Las glaciaciones y la consecuente formación de lagos y cursos de agua, modelaron más en detalle las diferentes formas del territorio nacional.

La Cordillera de la Costa no presenta volcanismo sino que un Paleo-Volcanismo, lo que dice que antiguamente presento volcanismo y por eso era la parte que sobre salía sobre el mar en el territorio nacional.



Características Ondas sísmicas P, S y L

En un terremoto se transmiten ondas que viajan por el interior de la tierra. Siguen caminos curvos debido a la variada densidad y composición del interior de la Tierra. Este efecto es similar al de la refracción de ondas de luz. A este tipo de ondas se llaman ondas internas, centrales o de cuerpo, transmiten los temblores preliminares de un terremoto pero poseen poco poder destructivo. Las ondas de cuerpo son divididas en dos grupos: ondas primarias (P) y secundarias (S).

También se propagan ondas por la superficie. Son las que más tardan en llegar. Debido a su baja frecuencia provocan resonancia en edificios con mayor facilidad que las ondas de cuerpo causando los efectos más devastadores. Estas son las ondas Love (L).

Ondas Primarias (P)

Las ondas P (PRIMARIAS) son ondas longitudinales, lo cual significa que el suelo es alternadamente comprimido y dilatado en la dirección de la propagación. Estas ondas generalmente viajan a una velocidad 1.73 veces de las ondas S y pueden viajar a través de cualquier tipo de material. Velocidades típicas son 330m/s en el aire, 1450m/s en el agua y cerca de 5000m/s en el granito.



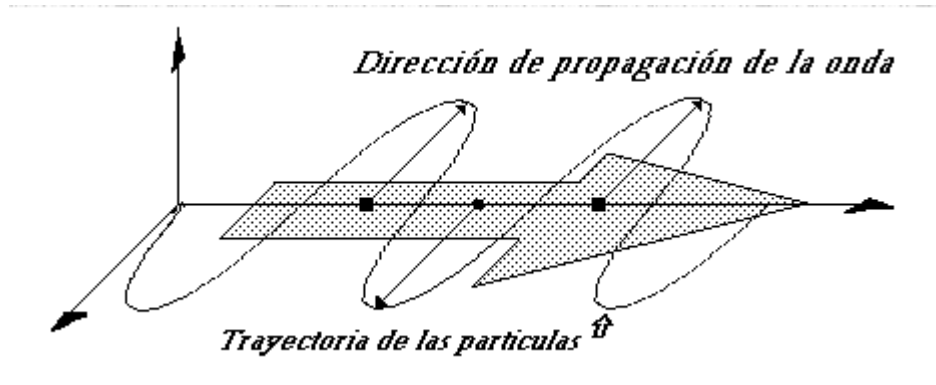
Ondas Secundarias (S)

Las ondas S (SECUNDARIAS) son ondas transversales o de corte, lo cual significa que el suelo es desplazado perpendicularmente a la dirección de propagación, alternadamente hacia un lado y hacia el otro. Las ondas S pueden viajar únicamente a través de sólidos debido a que los líquidos no pueden soportar esfuerzos de corte. Su velocidad es alrededor de 58% la de una onda P para cualquier material sólido. Usualmente la onda S tiene mayor amplitud que la P y se siente más fuerte que ésta.



Ondas de Love

Las ondas de Love son llamadas así en honor del científico que las estudió. Estas se generan sólo cuando un medio elástico se encuentra estratificado, situación que se cumple en nuestro planeta pues se encuentra formado por capas de diferentes características físicas y químicas. Las ondas de Love se propagan con un movimiento de las partículas, perpendicular a la dirección de propagación, como las ondas S, sólo que polarizadas en el plano de la superficie de la Tierra, es decir sólo poseen las componentes horizontales a superficie. Las ondas de Love pueden considerarse como ondas S "atrapadas" en la superficie.

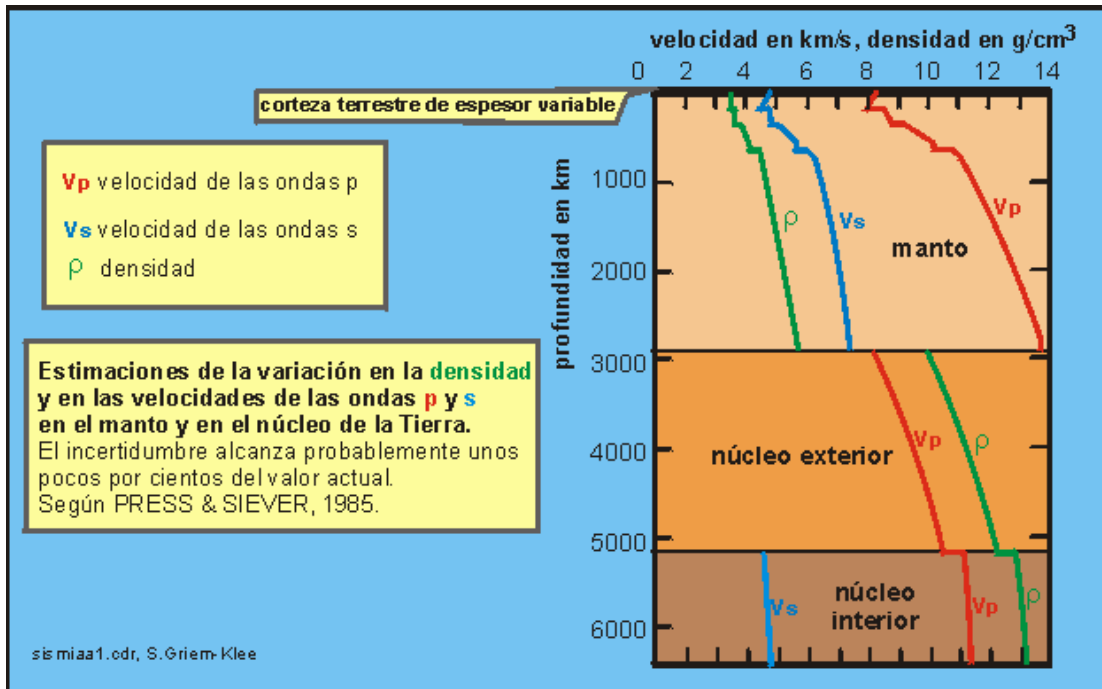


Velocidades de las Ondas

Se puede demostrar teóricamente y se observa experimentalmente que la velocidad de las ondas es tal que: $V_L < V_s < V_p$. Donde V_p , V_s y V_L son las velocidades de las ondas P, S y de Love respectivamente.

Las velocidades de las diferentes ondas dependen de las características del medio; por ejemplo, en rocas ígneas la velocidad de las ondas P es del orden de 6 Km/s, mientras que en rocas poco consolidadas es de aproximadamente 2 Km/s o menor.

La secuencia típica de un terremoto es: primero el arribo de un ruido sordo causado por las ondas ("P"), luego las ondas ("S") y finalmente el "retumbar" de la tierra causado por las ondas superficiales.



Teoría del Protoplaneta, el cual sería ahora el núcleo terrestre

Para hablar del origen del núcleo Terrestre primero hablaremos del origen del sistema solar.

Sobre el origen del sistema solar y de la Tierra como constituyente del mismo hay dos grandes grupos de hipótesis:

- un primer grupo de hipótesis sostiene que el sistema solar se originó a partir de una nebulosa (nube de gases y de partículas de polvo) giratoria de composición cósmica, es decir, formada en su mayor parte por hidrógeno y helio;
- un segundo grupo de hipótesis sostienen que el sistema solar se originó por aproximación de dos estrellas, y que la atracción gravitatoria entre ambas fue tan intensa que de la más ligera se desprendieron fragmentos a partir de los cuales se formaron los planetas cuando las dos estrellas se alejaron.

En la actualidad, los hechos conocidos y una serie de deducciones lógicas han determinado que numerosos científicos se inclinan por una hipótesis del primer grupo.

Los modernos radiotelescopios han revelado que existen en nuestra galaxia enormes nebulosas, como la que debió originar el sistema solar, constituidas probablemente por acumulación de partículas emitidas por las estrellas.

La nebulosa que probablemente dio origen a nuestro sistema solar era al principio fría y de enormes dimensiones, extendiéndose con toda seguridad más allá de la órbita que en la actualidad describe Plutón.

En un determinado momento de su desarrollo toda la nebulosa comenzó a contraerse, aumentó rápidamente su temperatura y a través de un proceso sobre el que existen diferentes modelos, se individualizaron fragmentos de la misma, denominados protoplanetas, a partir de los cuales se

originaron los planetas. La parte central y cuantitativamente más importante de la nebulosa dio origen al Sol.

En un determinado momento de su desarrollo toda la nebulosa comenzó a contraerse, aumentó rápidamente su temperatura y a través de un proceso sobre el que existen diferentes modelos, se individualizaron fragmentos de la misma, denominados protoplanetas, a partir de los cuales se originaron los planetas. La parte central y cuantitativamente más importante de la nebulosa dio origen al Sol.

La evolución pregeológica de la Tierra comprende una sucesión de procesos, desde la individualización del protoplaneta terrestre, a partir de la nebulosa matriz del sistema solar, hasta la consolidación de la superficie de nuestro planeta en una estructura semejante a la actual, es decir, formada por rocas y agua, con una temperatura media determinada fundamentalmente por la radiación solar. Teniendo en cuenta que la edad aproximada de la Tierra como cuerpo celeste es de unos 4.500 millones de años y que las edades de las rocas más antiguas de la corteza terrestre oscilan alrededor de unos 3.500 millones de años, la duración del período pregeológico de la evolución de la Tierra se estima en unos 1.000 millones de años.

En sus orígenes, el protoplaneta terrestre debió de ser mucho mayor que la Tierra actual, por tratarse todavía de un simple fragmento de una nebulosa difusa constituida esencialmente por gases entre los que predominaban el hidrógeno y el helio. Los demás constituyentes debían de encontrarse en concentraciones semejantes a la concentración de los elementos en el Universo. Por contracción y acreción de materia interestelar el protoplaneta fue aumentando de masa y creó a su alrededor un potente campo gravitatorio. Simultáneamente, a causa de la contracción, la temperatura aumentaba hasta alcanzar valores de 2.000 o 3.000°C.

Durante el período pregeológico de la evolución de la Tierra se debieron producir las principales reacciones entre los átomos para originar los primeros compuestos químicos. H. C. Urey ha estudiado los procesos mediante los cuales se formaron tales compuestos, teniendo en cuenta la hipotética composición del protoplaneta terrestre y los principios de la termodinámica. Sus conclusiones pueden resumirse así:

- a) el hidrógeno, elemento más abundante en el Universo, se combinó con el nitrógeno y con el carbono dando lugar respectivamente a amoníaco (NH_3) y metano (CH_4);
- b) la primitiva atmósfera del protoplaneta estaría formada por hidrógeno, helio, amoníaco y metano, al igual que las atmósferas actuales de algunos de los planetas mayores;
- c) el oxígeno se combinó activamente con silicio, aluminio, magnesio, hierro, calcio y potasio, dando lugar a los silicatos a partir de los cuales se formaron las partes sólidas más externas del planeta.
- d) el hierro, elemento bastante abundante en el cosmos, dio lugar, según la temperatura, a óxidos y sulfuros, por debajo de 25 °C, mientras que por encima de 327 °C se concentraría en forma de hierro metálico.

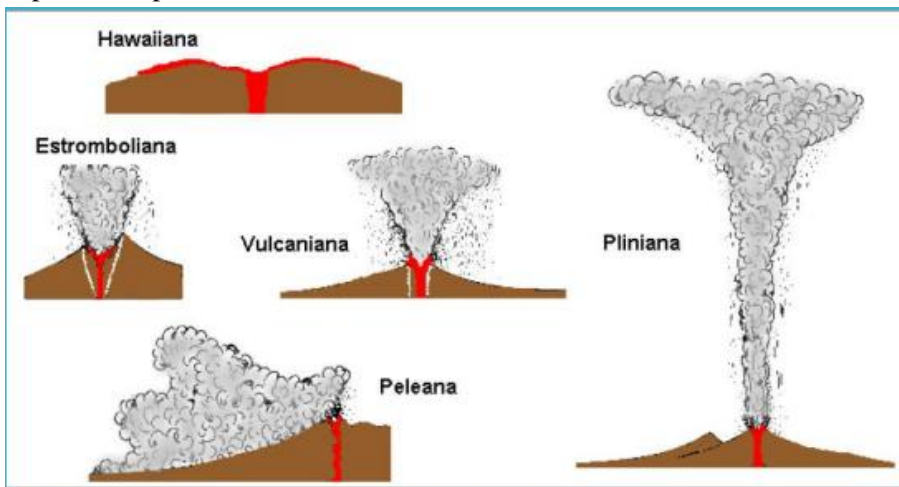
Como consecuencia de los procesos descritos el protoplaneta terrestre debió de estar formado por una atmósfera muy distinta de la actual, en la que predominaban hidrógeno, helio, amoníaco y metano, y una parte sólida constituida por hierro y silicatos.

En las fases posteriores de la evolución pregeológica de la Tierra se produjo la pérdida de la mayor parte de la atmósfera primitiva, la formación de la atmósfera e hidrosfera actuales y la diferenciación geoquímica primaria de los constituyentes sólidos.

Dinámica Volcánica del volcán Chaitén

El volcán Chaitén (en huilliche, canasto de agua) está ubicado a 9 km al noreste de la ciudad de Chaitén, capital de la Provincia de Palena, en la Región de Los Lagos (GONZÁLEZ-FERRAN 1995B). Las características del volcán Chaitén se definen claramente en el libro “Volcanes de Chile” donde (GONZÁLEZ-FERRAN 1995C) observó que, “Corresponde a un cráter calderico de explosión freatomagmática, de forma elipsoidal de 2.5 por 4 km, abierto hacia el suroeste, dentro del cual se ha inyectado una lava domo riolítica (74.44% SiO₂). Su edad es Holoceno post glacial”. Se encuentra ubicado a 9 kilómetros de la ciudad de Chaitén.

Tipos de erupciones:



Hawaiiana Gran cantidad de líquido efusivo (en contraste con el explosivo), es derramada lava Basáltica. Los fenómenos explosivos son raros. La escoria se acumula alrededor de los respiraderos de lava.

Stromboliana: lava activa aparece en el cráter, es basáltica, pero algo más viscosa que la emitida por la erupción Hawaiiana. La lava líquida es escupida por explosiones o fuentes de gas, y existen algunas acumulaciones alrededor del cráter, como salpicaduras, escoria y bombas volcánicas. Este tipo de erupción emite una nube oscura.

Vulcaniano: La lava es muy viscosa y a diferencia de la erupción Hawaiiana y Stromboliana, no permanece mucho tiempo en contacto con la atmósfera porque se consolida en el cráter. El fenómeno eruptivo es explosivo. Es emitida mucha ceniza fina y gases cargados con cenizas que ascienden y forman voluminosas nubes; la ceniza es distribuida extensamente por los vientos. Las bombas y bloques angulares ambos derivados de nueva lava en el cráter, son arrojados junto con fragmentos de antiguas lavas.

Pliniana (peleano): la lava es extremadamente viscosa y la principal característica de este tipo es la formación de piroclastos. Hay nubes brillantes que son la mezcla de cenizas finas y fragmentos más gruesos de rocas incandescentes impregnadas por los gases calientes en donde lo compara con una

emulsión - un fluido extremadamente móvil, que es lo suficientemente denso y posee gran velocidad por las pendientes, manteniendo contacto con el suelo.

Ultraplinianas: La columna se eleva sobre los 40 Km. No hay ejemplos históricos de este tipo de erupciones catastróficas. El volcán Maipo tuvo una erupción de este tipo hace 450.000 años y el volumen de piroclastos alcanzó hasta 500 km. Composición típica: riolítica.

También se han definido erupciones Freatomagmáticas, las cuales ocurren cuando el magma entra en contacto con aguas subterráneas. Su IEV varía de 2 a 4. Se caracterizan por presentar un hongo con gran cantidad de vapor de agua, cenizas y fragmentos de rocas. Ejemplo: volcán Copahue (Chile), en 1992.

De acuerdo a lo informado por SERNAGEOMIN, el volcán no habría tenido erupciones históricas registradas con precisión. Algunos antecedentes históricos registran, de manera imprecisa, erupciones en los años 1742 y 1835. Antecedentes geológicos señalan una erupción explosiva, con generación de importantes flujos piroclásticos dirigidos hacia el norte, hace 9.000 años aproximadamente. (ONEMI, 2010).

La actividad volcánica del Chaitén comenzó el día 1 de mayo de 2008. Durante la noche de esa fecha se registraron, aproximadamente, 50 sismo de intensidad variable entre II a IV grados de intensidad en Escala de Mercalli, los que fueron percibidos en las comunas de Chaitén, Futaleufú y Palena (SERNAGEOMIN 2008, ONEMI 2010).

A la hora de analizar la historia eruptiva de un área volcánica, es preciso disponer de una escala que permita cuantificar de forma universal el tamaño de las erupciones, para así poder compararlas. Las primeras escalas propuestas, basadas en el volumen total de material emitido o la energía liberada, no reflejan muchos efectos de las erupciones, especialmente el cráter explosivo de las mismas. La aproximación propuesta por (NEWHALL Y SELF 1982) conocida como Índice de Explosividad Volcánica (VEI, Volcanic Explosive Index), parte básicamente de la altura alcanzada por la columna eruptiva y refleja bien la actividad explosiva, aunque no valora de forma adecuada las grandes explosiones basálticas. El uso generalizado de esta clasificación está justificado por el hecho de que las grandes catástrofes volcánicas han sido provocadas por erupciones explosivas (NEWHALL y SELF 1982). El tipo de erupción del volcán Chaitén del 2 de mayo del 2008, es una erupción de tipo Pliniana (IEV 4-6) (IEV= Índice de Explosividad Volcánica), lo que significa que son altamente explosivas, el típico material eyectado es pómez (roca ígnea volcánica vítrea), característico de magmas muy ricos en sílice. En este tipo de erupción, la columna puede alcanzar hasta unos 40 Km. de altura. La erupción de tipo Pliniana como ya se mencionó, se caracteriza por la emisión de grandes cantidades de piedra pómez y las continuas y muy intensas expulsiones de ráfagas de gas tóxico. La lava es usualmente riolita, y rica en silicatos. (SERNAGEOMIN 2008).

La tabla explica los índices de explosividad volcánica, donde se resaltan los índices del (4-6) que son los correspondientes a la erupción Pliniana del volcán Chaitén.

IEV	Descripción	Altura Pluma	Clasificación	Muestra Actividad Volcánica
0	no explosivo	100m	Hawaiano	Kilauea, HAW
1	reducido	100-1000m	Hawaiano/Estromboliano	Stromboli, ITA
2	moderado	1-5 km	Estromboliano/Vulcaniano	1992 Galeras, COL
3	severo/grande	3-15 km	Vulcaniano	1985 Nev del Ruiz, COL
4	cataclismo	10-25 km	Vulcaniano/Pliniano	1982 Galunggung, INDO
5	paroxysmal	>25 km	Pliniano	1981 Santa Helena, EEUU
6	colosal	>25 km	Pliniano/Ultra-Pliniano	1883 Krakatua, INDO
7	supercolosal	>25 km	Ultra-Pliniano	1815 Tambora, INDO
8	megacolosal	>25 km	Ultra-Pliniano	Yellowstone, DMA

Fuente: Newhal y self (1982)

Niveles de intensidad del Índice de Explosividad Volcánica (IEV):

0 - no explosivo - lava, magma, material rocoso fundido, generado al interior de la Tierra

1 - reducido - ceniza, gases

2 - moderado - lava, ceniza, piroclástico, destructivo y víctimas

3 - moderado a grande - todo lo anterior, más avalancha, nace domo, cono y cráter

4 - grande

5 - muy grande

En el caso del volcán Chaitén el (IEV) es de 4-6, la Clasificación es Pliniana, la cual está considerada dentro de grande y muy grande (NEWHAL Y SELF1982).

Las erupciones Plinianas son de amplia magnitud e intensidad, generalmente se produce un colapso de la columna eruptiva estallando con la expulsión de material piroclástico. Estas son las fases de ignimbrita ultrapliniana o erupciones ignimbrita.

Tipos de Volcanes

Los volcanes pueden ser de diferentes tipos, entre los que se encuentran las calderas, los conos cineríticos, maares, volcanes escudo, estrato volcanes y domos. Saber a qué tipo pertenece un volcán proporciona mucha información acerca de la actividad que ha presentado en el pasado.

El volcán Chaitén es un tipo de volcán de tipo Caldera, lo que significa que posee una depresión circular o elíptica grande de (1 a 100 km de diámetro), a veces reconocer su existencia a simple vista resulta difícil. Se forma cuando el magma se obtiene de un reservorio somero. En un año común, algún tipo de actividad se presenta en cerca de 18 calderas en el mundo. El Volcán Chaitén corresponde a este tipo de volcán. Las lavas son muy variadas en morfología, rasgos superficiales, extensión y volumen, dependiendo fundamentalmente del grado de viscosidad, o sea, del contenido de sílice. En efecto, las lavas basálticas (muy fluidas) pueden alcanzar longitudes de 30 km, espesores menores que 10 m, cubrir cientos de km² y tener superficies lisas (tipo pahoehoe) o ásperas (tipo aa). Al contrario, las lavas dacíticas o riolíticas (muy viscosas) no superan los 10 km de longitud, los espesores pueden superar los 100 m, cubren pocos km² y sus superficies son de

bloques rocosos y filosos de hasta varios metros de diámetro. En el tipo de erupción del volcán Chaitén existe depósito de material piroclástico. Los piroclastos son fragmentos expulsados por las explosiones, que tienen tamaños variables desde finísimas partículas ($<0,001\text{mm}$) hasta bombas o bloques de unos 5 m de diámetro. La nomenclatura empleada según su tamaño es ceniza ($<0,001-2\text{ mm}$), lapilli (2 - 64 mm) y bombas o bloques ($>64\text{ mm}$).

Todas las bombas son del magma en erupción, es decir son de material juvenil. Cuando este material fresco es poroso y de composición basáltica se le denomina escoria y cuando es silíceo se le llama pómez. Escoria: $< 60\%$ de sílice y densidad $> 1\text{ g/cm}^3$; pómez: $> 60\%$ de sílice y densidad $< 1\text{ g/cm}^3$. Generalmente, los bloques son fragmentos angulosos de rocas, arrastrados desde las paredes del conducto eruptivo