

**Volcán Láscar:
Aporte y dispersión de azufre oxidado
a la atmósfera regional**

Informe Final GL69F

Álvaro Amigo Ramos

Departamento de Geología
Universidad de Chile

INDICE

Resumen

Introducción General

RESUMEN

Se presenta el informe final del curso Trabajo de Título (GL69F) conducente a la memoria para optar al de título profesional de geólogo. El trabajo desarrollado consiste en abordar la evaluación de las emisiones y dispersión atmosférica del azufre oxidado (SO_x) emanado desde el Volcán Láscar, ubicado en la segunda región de Antofagasta, Chile.

La actividad volcánica constituye una fuente importante de emisiones de SO_x a la atmósfera, siendo la principal fuente de azufre a la estratósfera. Mediante una serie de reacciones químicas, el azufre oxidado es convertido en aerosol sulfato, del cual se derivan un conjunto de efectos sobre la salud humana, sobre los ecosistemas y sobre el clima y procesos meteorológicos de escala local, regional y global. Entre éstos, destacan forzamientos radiativos que disminuyen la temperatura de la tropósfera terrestre. No obstante la relevancia de estas emisiones, la comprensión y cuantificación de su efecto sobre el clima es aún incierta. En el caso particular de Chile, sólo se han publicado flujos de dióxido de azufre (SO_2) para los volcanes Láscar, Lonquimay y Villarrica.

El objetivo principal de la memoria es evaluar el aporte de SO_x a la atmósfera, durante dos etapas distintas del ciclo eruptivo histórico del volcán Láscar (1984 – 1993) y su impacto en los procesos meteorológicos de la tropósfera y baja estratosfera regional. Por una parte se estudiará la dispersión de azufre asociado a emisiones fumarólicas o desgasificación no explosiva (Noviembre de 1989). Por otra parte, se evaluará la dispersión atmosférica de emisiones para un evento eruptivo mayor (Abril de 1993) usando un modelo de transporte y química atmosférica (MATCH) de escala regional y campos meteorológicos de reanálisis provenientes del centro de pronóstico europeo (ECMWF) para esas fechas.

De esta manera, se quiere contribuir a una mejor caracterización de las emisiones volcánicas de SO_x en los Andes Centrales y su impacto en el balance atmosférico de azufre oxidado en la zona de estudio.

1. Introducción General

El volcán Láscar (5592 msnm, 23°22'S, 67°44'W) pertenece a los Andes Centrales del norte de Chile. Se ubica a 270 Km al este de Antofagasta y a 17 Km del pueblo de Talabre (figura 1.1). Corresponde a un estrato volcán andesítico compuesto, constituido por dos conos truncados, dispuestos en dirección E – W (figura 1.2), donde se anidan cinco cráteres. El Volcán Láscar es uno de los volcanes más activos del norte de Chile y de los Andes en general, formando parte del actual frente volcánico que está ligado genéticamente a la subducción de la placa oceánica de Nazca bajo la placa continental Sudamericana (Jordan et al. 1983).

Presenta actividad antes del último máximo glacial, pero posterior a los 50.000 años. Durante este lapso se estima que ha eyectado un volumen total entre 30 y 40 [Km³] de material, lo que implica una tasa promedio de extrusión del orden de 0.02 - 0.03 [m³seg⁻¹]. Su actividad normal se caracteriza por una persistente emisión fumarólica con ocasionales explosiones mayores. Matthews et al. (1997) han definido cuatro ciclos eruptivos entre 1984 y 1993. El registro histórico comienza en 1848, siendo los eventos más significativos, en cuanto a magnitud, los correspondientes a los años 1933 y 1993 (González-Ferrán, 1995). La petrografía está dominada por lavas de composición andesítica y en menor proporción dacíticas, así como también ignimbritas riódacíticas a andesíticas.

Se han documentado emisiones de azufre oxidado, cuyas tasas promedio son del orden de 26 ± 13 [Kg SO₂/seg] para la actividad volcánica no explosiva (Andres et al. 1991) y 2300 ± 700 [Kg SO₂/seg] para la erupción subpliniana del 19-20 de Abril de 1993, que eyectó 400 kton de SO₂ a la atmósfera (Bluth et al. 1997).

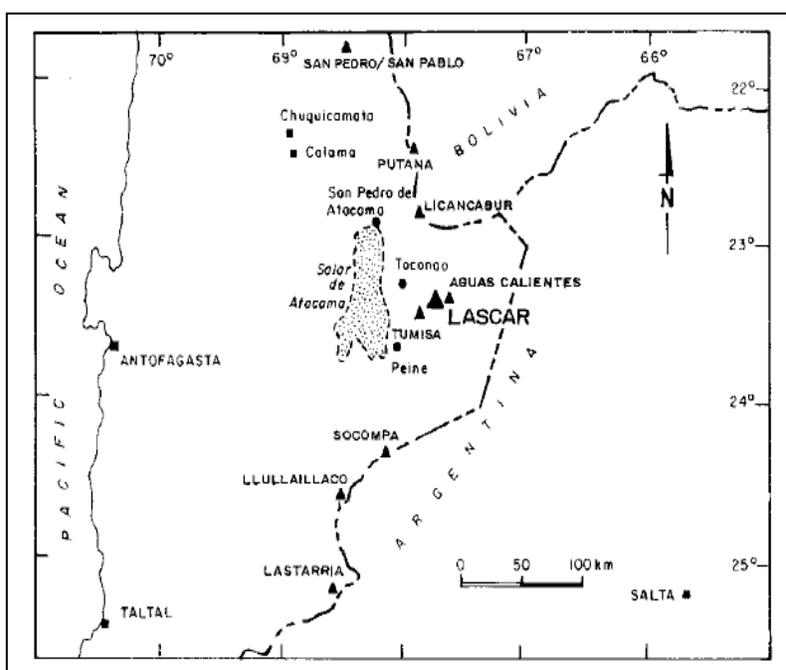


Figura 1.1. Mapa de ubicación del Volcán Láscar y otros volcanes de la II Región de Antofagasta.

Desde una perspectiva meteorológica su ubicación es interesante con respecto a la circulación atmosférica de gran escala (intertropical) y regional. A escala regional, la cuantificación de las emisiones de SO_x del volcán Lascar, respecto de la química atmosférica de la tropósfera y baja estratósfera, es aún más relevante, si se considera que en el norte de Chile se ubican varias fuentes emisoras de origen antrópico de azufre oxidado. Entre éstas destaca la fundición de cobre de Chuquicamata, con tasas de emisión promedio del orden de 24 [Kg SO_2 /seg] en 1990 y 8 [Kg SO_2 /seg] en 1999 (S. Pimentel, comunicación escrita).

Considerando la relevancia del aerosol sulfato derivado de emisiones de SO_x , por sus efectos en la salud humana, en los ecosistemas terrestres y el clima, sumado al poco conocimiento de emisiones de este tipo en los volcanes chilenos, se hace relevante la evaluación del aporte de azufre oxidado del volcán Láscar hacia la atmósfera y su impacto en los procesos atmosféricos.

Una forma de evaluar este aporte es por medio de un modelo capaz de representar los procesos de emisiones, dispersión y remoción a escala regional de los compuestos de azufre, alimentado con campos meteorológicos representativos espacial y temporalmente. El modelo usado corresponde a Multiscale Atmospheric Transport and Chemistry Model (MATCH), (Robertson et al., 1999), utilizado recientemente en Chile para el estudio de dispersión de emisiones antrópicas. Los campos meteorológicos provienen del Centro de Pronóstico Europeo y cubren los períodos que se simularon: Noviembre de 1989 y Abril – Mayo de 1993.



Figura. 1.2. Vertiente noroeste del volcán Láscar. Posterior a la erupción de abril de 1993.

2. Volcanismo

2.1 Tectónica de la Cordillera de los Andes

Desde las cálidas costas colombianas del caribe, hasta los fríos fiordos patagónicos, la Cordillera de los Andes se extiende ininterrumpidamente por más de 7.000 kilómetros, siendo una de las cadenas montañosas más extensas del planeta. En algunos lugares se aprecia como una angosta seguidilla de cumbres, mientras que en otros se presenta como una enmarañada red de cadenas montañosas paralelas, alcanzando un ancho máximo de unos 700 kilómetros en los Andes Centrales de Bolivia. Docenas de cumbres exceden los 6.000 metros de altura, muchas de ellas potenciales volcanes activos.

Este notable accidente geográfico se ha usado comúnmente como el clásico esquema para ejemplificar el caso de orogénesis asociada a la subducción de una placa oceánica bajo un margen continental. Esencialmente corresponde a una cordillera de ambiente tectónico de convergencia de placas, no colisional, formada a lo largo de un sistema de subducción activo, existente desde el Paleozoico. De manera general, ésta se conforma por un arco magmático, limitado al Oeste por la fosa oceánica peruana-chilena y al Este por una faja plegada y corrida de trasarco. Los Andes también se consideran como un importante modelo exploratorio de la generación de recursos económicos, ya sean metálicos, no metálicos o bien hidrocarburos, en relación con la interacción de las placas y los controles paleogeográficos. La velocidad promedio de convergencia de la placa de Nazca se estima en 10 cm/año, la que se habría mantenido sin grandes variaciones desde el Mioceno Superior (Minster et al., 1974).

Aunque Los Andes son morfológicamente continuos, la principal característica del actual orógeno andino, y de las previas etapas evolutivas del sistema de convergencia sudamericano, es una persistente (en términos espaciales y temporales) segmentación longitudinal de los elementos tectónicos, geodinámicos y morfológicos que configuran el margen (figura 2.1). Desde esta perspectiva se identifican tramos tectónicos discretos, en escala continental, definidos en cuanto a su topografía, volcanismo actual, tectónica, historia geológica, geometría de subducción y estructura en profundidad (Jordan et al., 1983; Cahill et al., 1992; Kley et al., 1999) que coinciden con tramos en que varían el ángulo de subducción de la placa de Nazca y la zona de Wadati-Benioff, inferidos a partir de la distribución espacial de los hipocentros de sismos (Barazangi e Isaks, 1976).

Así, entre los 2 – 15°S y entre los 28 – 33.5°S, la placa de Nazca subduce con un ángulo de entre 5 a 10 grados bajo la placa Sudamericana. Estas regiones se denominan “flat-slab zones” y tienen en común la ausencia de volcanismo desde la época miocena, es decir, no existe actividad volcánica posterior a los 24 millones de años. En los otros segmentos del margen, la subducción se realiza con un ángulo cercano a los 30 grados (Jordan et al., 1983). Estas regiones se presentan con volcanismo actual. En general, estos dominios tectónicos de los Andes coinciden con las zonas volcánicas, siendo los Andes del Norte, Andes Centrales, Andes del Sur y Andes Australes relativamente coincidentes con las

zonas volcánicas Norte, Central, Sur y Austral respectivamente, exceptuando las “flat-slab zones”.

Son dos los controles significativos en la segmentación tectónica: interacciones modernas entre las placas y heterogeneidades preexistentes en la placa Sudamericana. El margen Oeste del continente sudamericano fue intensamente deformado durante el Paleozoico y el Mesozoico Inferior, antes del comienzo de la orogenia andina (Jurásico – Holoceno).

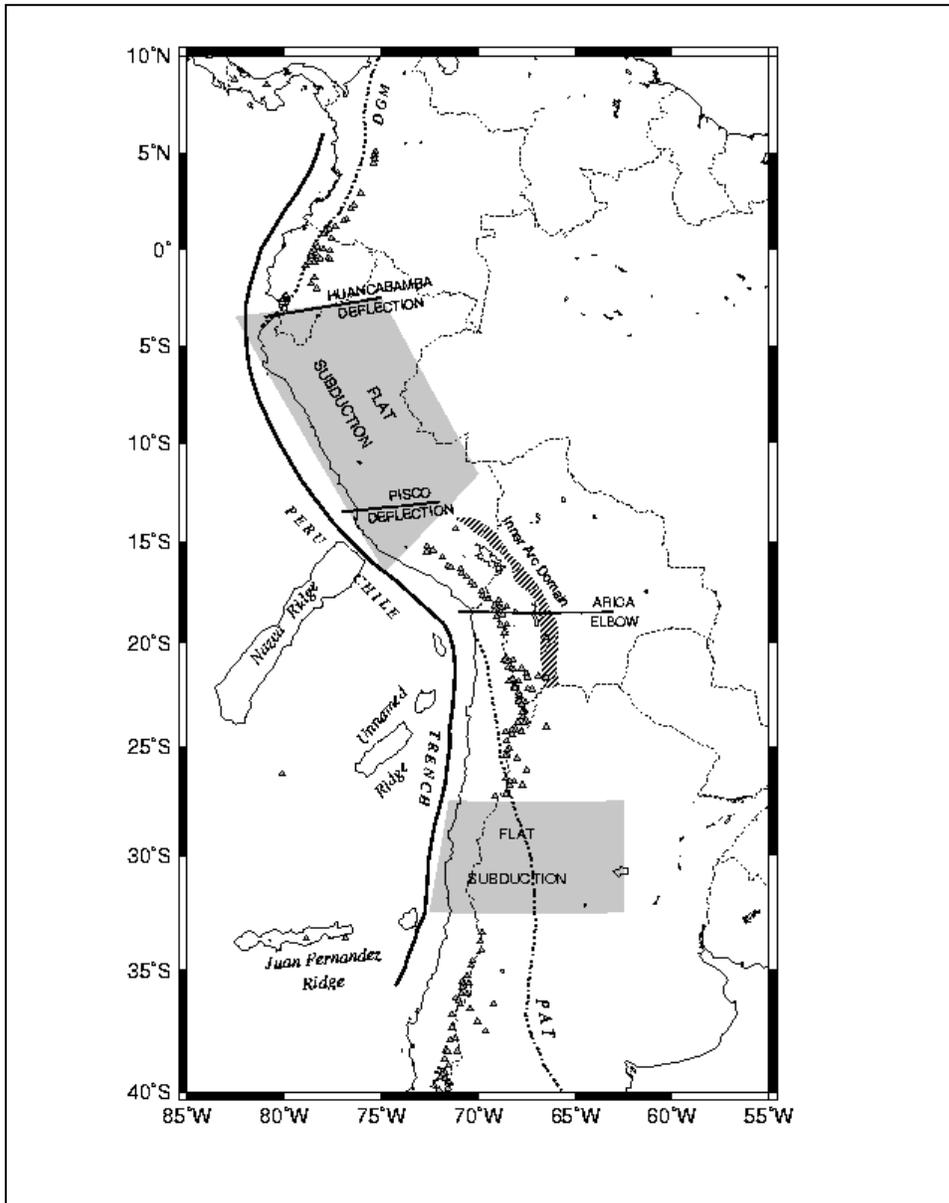


Figura 2.1: Segmentación tectónica de los Andes. Se destacan las regiones con ángulo de subducción bajo, caracterizadas por la ausencia de volcanismo.

2.2 Volcanismo en Chile

Como se ha señalado, es el marco tectónico y sus características geométricas y dinámicas las que condicionan la generación de los distintos tipos de magmas, que surgen de la interacción de las placas tectónicas con el material astenosférico, para engendrar la actividad volcánica. Esta actividad se expresa finalmente con el surgimiento de volcanes, con características y comportamiento diferentes, pero con elementos globales comunes, que permiten agruparlos en familias o regiones. En este contexto, se ha reconocido en Chile la existencia de los siguientes marcos tectónicos, que controlan el volcanismo activo:

- Subducción: de la placa de Nazca y Antártica bajo la Sudamericana. El volcanismo se encuentra a lo largo de la Cordillera de Los Andes.
- Rift: a lo largo del Estrecho de Bransfield, en el extremo norte de la Península Antártica.
- Puntos Calientes: volcanismo de intraplaca, en las islas oceánicas del Pacífico.

En cuanto a los antecedentes históricos, sobre las investigaciones volcanológicas en Chile, destaca el trabajo del sacerdote jesuita Bernardus Havestadt, quien su obra *Chilidugu*, publicada en 1777, confeccionó el primer mapa volcanológico de Chile, identificando trece volcanes activos en la región andina del Valle de los Españoles (Valle Central), entre los ríos Teno y Allipén. 150 años más tarde, Carlos Martín publica en 1901 *Los Volcanes Activos de Chile* en la Revista Chilena de Historia Natural y posteriormente, en 1917, K. Sapper, perfecciona este documento en su *Katalog der geschichtlichen Vulkanausbrüche*. Por otro lado, las primeras informaciones y relatos de erupciones específicas fueron elaborados por los fecundos naturalistas del siglo XIX, como Darwin, Gay, Domeyko, Pissis, Philippi, San Román y Sundt, entre otros.

Posteriormente, los trabajos pioneros en cuanto a observaciones volcanológicas más científicas, fueron desarrollados por Stone, Ingerson, Brüggen y Casertano. Es este último quien, desde su puesto en el Servicio Volcanológico del Instituto de Geofísica y Sismología de la Universidad de Chile, habría sido el impulsor de las investigaciones volcanológicas modernas de las últimas cuatro décadas (González-Ferrán, 1995).

2.3 Volcanismo asociado a Subducción en Los Andes

La Cordillera de los Andes representa un ejemplo del desarrollo de magmatismo efusivo en un margen de convergencia tectónico oceánico-continental. Los procesos de subducción de la placa oceánica de Nazca bajo la placa continental Sudamericana han dado origen a tres grandes cadenas o arcos volcánicos activos desde el Pleistoceno. El frente de subducción se ha fragmentado en trazos discretos a lo largo de los más de 6.000 kilómetros de longitud, subduciendo con

ángulos variables entre 10 y 35 grados (Barazangi e Isacks, 1976) generando condiciones favorables para el emplazamiento de cuñas con material astenosférico, que han permitido el desarrollo de los arcos volcánicos. Las condiciones termodinámicas imperantes en la zona de subducción, producen la liberación de fluidos producto de la naturaleza hidratada de la corteza oceánica, que, en contacto con el material astenosférico, moviliza el magma que posteriormente asciende en la corteza. Si este magma es capaz de ascender hasta la superficie terrestre, debido a controles estructurales y por factores como densidad o temperatura, provoca las erupciones volcánicas.

A lo largo de la cordillera se han definido cuatro zonas principales donde existe volcanismo actual. Estas son:

- **Zona Volcánica Norte** (5°N – 2°S): desde Colombia central hasta el Sur de Ecuador. Ejemplos: Nevado del Ruiz y Galeras (Colombia), Cotopaxi y Guagua Pichincha (Ecuador)
- **Zona Volcánica Central** (15°S– 27.5°S): se extiende sobre el Sur de Perú, el oeste de Bolivia, noroeste de Argentina y gran parte del norte de Chile. Ejemplos: El Misti y Huaynaputina (Perú), Tata Sabaya y Sajama (Bolivia), Ollague, Putana y Licancabur (Chile – Bolivia), Guallatiri, Irruputunco, Láscar, Isluga y San Pedro (Chile), Lullaillaco, Lastarria y Ojos del Salado (Chile – Argentina)
- **Zona Volcánica Sur** (33°S – 46°S): desde la Región Metropolitana de Chile hasta el punto triple de unión de las placas tectónicas Nazca, Antártica y Sudamericana, en la península de Taitao (XI Región). Ejemplos: Tinguiririca, Planchón-Peteroa, Descabezado Grande, Quizapu, Antuco, Callaqui, Lonquimay, Llaima, Villarrica, Mocho – Choshuenco, Puyehue, Calbuco, Hornopirén, Michinmahuida, Chaitén y Hudson (Chile), Tupungatito, San José, Maipo, Campanario y Copahue (Chile – Argentina)
- **Zona Volcánica Austral** (47°S – 55°S). Este segmento cubre desde la Península de Taitao hasta la región de microplacas de Scotia. El volcanismo es producto de la subducción de la placa Antártica, cuya velocidad de convergencia es significativamente menor que la placa de Nazca, llegando sólo a unos 3 cm/año (Minster et al., 1974), lo que explicaría que la actividad Pleistoceno-Reciente ha sido más reducida que en las otras zonas. Ejemplos: Lautaro, Viedma, Reclus, Burney y Cook (Chile), Pali – Aike (Chile – Argentina)

2.4 Los Andes Centrales y la Zona Volcánica Central

Los Andes Centrales (15°S – 33.5°S) se extienden sobre el sur de Perú, norte de Chile, Noroeste de Argentina y oeste de Bolivia. El Altiplano, junto con la Puna, es por sus dimensiones, el rasgo orográfico más destacado de los Andes Centrales. Representa a una inmensa altiplanicie que se encuentra en promedio a 3.700 de altura sobre el nivel del mar. Sus dimensiones son cerca de 300 kilómetros de ancho por unos 1.500 kilómetros de largo. Se extiende desde los 15°S (Ayacucho,

Perú) hasta los 27°S (cordillera de Copiapó). Junto con el Tibet, en Asia, corresponden a las mesetas continentales más elevadas de la Tierra, teniendo el Altiplano la particularidad de encontrarse en un borde activo de subducción (Charrier y Muñoz, 1993).

En los Andes Centrales el arco volcánico estuvo ubicado a lo largo de la actual zona costera desde el Jurásico hasta el Cretácico Inferior; sus remanentes se encuentran en la cordillera de la costa de Perú y Chile. Posteriormente el arco habría migrado hacia el Este, y se habría localizado en el borde Oeste de la actual Cordillera Principal, desde el Cretácico Inferior hasta el Eoceno Inferior. Luego de un hiatus en el volcanismo que va desde los 35 hasta los 25 millones de años, el arco migró hacia su actual posición (Gregory-Wodzicki, 2000), a más de 300 kilómetros al este de la fosa chilena -peruana.

En la región sur de los Andes Centrales se produce subducción de bajo ángulo, ésta se habría transformado en somera, alrededor de los 20 millones de años, lo cual habría reducido la actividad volcánica. Posterior a los 10 millones de años, virtualmente no existe volcanismo andesítico en esta región (Gregory-Wodzicki, 2000).

La zona volcánica central (figura 2.2) es una de las provincias volcánicas más extensas del mundo, por su extensión y volumen de material eyectado. En ella se concentra la más alta densidad de volcanes y centros eruptivos que existe sobre la Tierra e incluye los volcanes activos de mayor altura en el mundo, como el Ojos del Salado (6887 m.s.n.m) y el Lullllaillaco (6723 m.s.n.m.). En esta zona, la corteza presenta un espesor anormalmente grueso, del orden de 70 km, lo que podría estar asociado a una tectónica de acortamiento que habría ocurrido hace unos 12 millones de años. Este engrosamiento estaría ligado simultáneamente con un adelgazamiento de la litósfera subcontinental (Isaks, 1988).

El volcanismo del Norte de Chile ocupa alrededor del 70% del total cubierto por el volcanismo de los Andes Centrales de Sudamérica.

El 90% de los volcanes Pleistoceno – Holoceno de esta región, alcanzan cotas del orden de los 6.000 ± 500 m.s.n.m., mientras que la altura absoluta de sus edificios oscila dentro de los 1.700 ± 500 metros.

El volcanismo de esta provincia se caracteriza por variadas estructuras volcánicas, en las que predominan grandes volcanes con características estructurales similares entre ellos, que corresponden a gigantescos estrato volcanes compuestos asociados con la eyección de domos y erupciones monogenéticas.

El alto contenido silíceo de las rocas efusivas de esta región refleja una intervención del mayor espesor de la corteza en los magmas generadores de los productos volcánicos. El carácter de las erupciones en esta región es de alta explosividad, debido a la alta viscosidad y la baja temperatura (800 – 1000 °C) que dificulta el escape de los gases magmáticos, generando violenta eyecciones, flujos piroclásticos y grandes columnas de tefra.

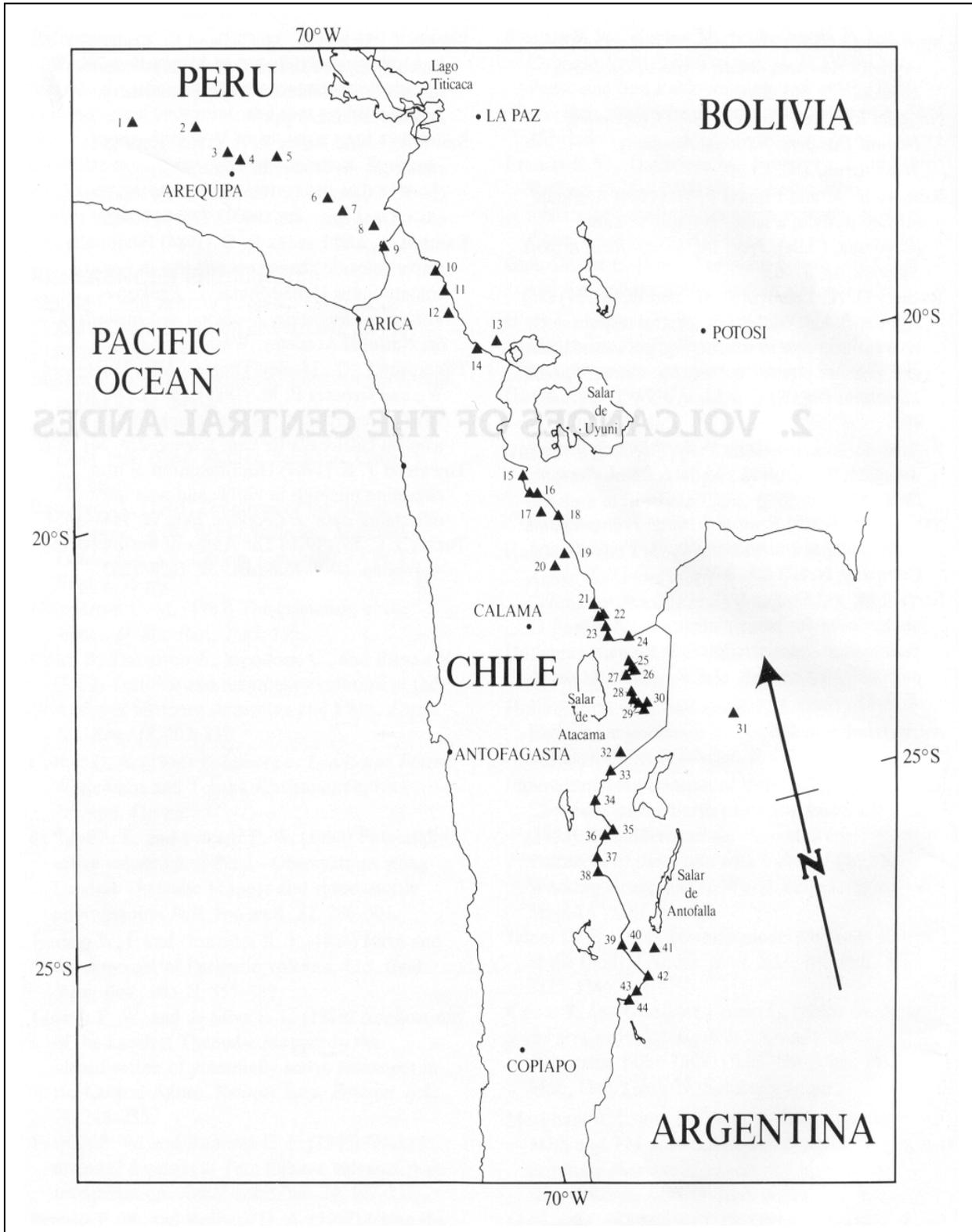


Figura 2.2: Imagen de los volcanes de los Andes Centrales y numeración, según deSilva y Francis, 1991

1. Coropuna	12. Arintica	23. Licancabur	34. Lullaillaco
2. Sabancaya	13. Tata Sabaya	24. Guayaques	35. Escorial
3. Chachani	14. Isluga	25. Colachi	36. Lastarria
4. El Misti	15. Irruputuncu	26. Aguas Calientes	37. Cordón Azufre
5. Ubinas	16. Olca-Paruma	27. Láscar	38. Bayo
6. Tutupaca	17. Aucanquilcha	28. Chiliques	39. Sierra Nevada
7. Yacumane	18. Ollague	29. Chaviri	40. El Cóndor
8. Casiri	19. Azufre	30. Puntas Negras	41. Peinado
9. Tacora	20. San Pedro	31. Tuzgle	42. Falso Azufre
10. Parinacota	21. Putana	32. Pular-Pajonales	43. Ojos del Salado
11. Guallatiri	22. Sairecabur	33. Socompa	44. Tipas

Tabla 2.1: Principales volcanes de los Andes Centrales. La numeración coincide con la de la figura 2.2. Los criterios de clasificación son:

Eruptivo: Actividad volcánica eruptiva en los últimos 10 años.

Fumarólico: Actividad fumarólica actual.

Latente: Actividad histórica o evidencia morfológica de actividad reciente.

Dormido: Sin registros históricos ni evidencia reciente, pero actividad en el Holoceno.

2.5 Gases Volcánicos

Los gases volcánicos contienen un amplio número de elementos químicos y varios tipos de moléculas. Los principales elementos que se encuentran son hidrógeno, carbono, oxígeno, azufre, nitrógeno y ciertos halógenos como Cloro, Flúor y Bromo. En menor proporción se encuentran gases nobles (Helio, Neón, Argón, Kriptón y Xenón). Cantidades traza de metales, como Cobre, Zinc, Bismuto, Oro y Cromo se han detectado en gases fumarólicos a altas temperaturas.

El hidrógeno se encuentra presente esencialmente en la forma de H_2O , siendo menos frecuente como hidrógeno molecular H_2 , metano CH_4 o amoníaco NH_3 . En cuanto a las especies de carbono, el dióxido de carbono CO_2 es el dominante, mientras que metano y monóxido de carbono CO se observan en menores cantidades. Dióxido de azufre SO_2 , ácido sulfhídrico H_2S y S_8^0 son los principales compuestos de azufre, encontrándose en menores cantidades azufre molecular S_2 y carbonil sulfuro COS . Por otro lado, los halógenos se presentan como ácidos, de la forma HCl , HF y HBr .

Como ilustra la tabla XX, las concentraciones de los compuestos químicos en muestras de gases de fumarolas, varían significativamente. No obstante, como regla general, se puede argumentar que el H_2O es dominante en la gran mayoría

de los casos, alcanzando generalmente cerca del 60% molar de los gases. La siguiente especie más abundante corresponde al CO₂, con un típico contenido molar entre 10 y 40%. Generalmente el contenido total de azufre (SO₂ + H₂O) es inferior al CO₂ pero mayor al de HCl, aunque el contenido de azufre total y HCl varía ampliamente.

VOLCAN Lugar Amb.Tect	Kilauea Hawaii HotSpot	Erta' Ale Etiopía Div.	Usu Japón Conv.	White Is. N. Zelan. Conv.	Kundriavy Rusia Conv.	N.Ruiz Colomb Conv.	Láscar Chile Conv.
Temp C	1170	1130	800	135	920	85	385
H₂O	370900	794000	980000	983000	953000	644000	170000
CO₂	489000	104000	12000	14450	16100	338000	690000
SO₂	118400	67800	430	2008	10600	1100	69000
H₂S	400	6200	4	183	2100	10400	<0.01
HCl	800	4200	530	131	2000	320	9700
HF	1900	-	240	18	960	-	1600
CO	15100	4600	33	-	11	< 0.4	945

Tabla 2.2: Composición química de muestras de gases obtenidas de fumarolas. Los valores se expresan en μmol/mol. Recolectado de Delmelle y Stix (2000), Symonds et al. (1994). Datos del volcán Láscar obtenidos de Tassi et al. (2004)

Debido a varias reacciones químicas internas, la composición de los gases magmáticos, ya como una fase separada del magma producto de la exsolución, puede variar a medida que los gases ascienden hacia la superficie.

La reacción



es de alta relevancia, puesto que alcanza el equilibrio químico rápidamente e involucra especies abundantes en el sistema. Modelaciones termodinámicas indican que la reacción tiende hacia la derecha en condiciones de altas presiones (ie. la desgasificación se produce en zonas profundas), favoreciendo así el contenido de H₂S a expensas del SO₂. El enfriamiento de un magma en ascenso produciría el mismo efecto. A la inversa, gases a altas temperaturas que escapan de un cuerpo emplazado en niveles someros de la corteza, tenderán a tener mayor contenido de SO₂, como se ha observado frecuentemente en los análisis de campo. (Delmelle y Stix, 2000).

Junto a la presión y temperatura, el potencial redox de los gases también influye en su composición. Esta variable se expresa generalmente por la razón H₂/H₂O medida en las muestras fumarólicas, lo que debiera reflejar las proporciones de SO₂ y H₂S. No obstante, los mecanismos que controlan esta razón no han sido comprendidos totalmente (influencia de ascenso del magma muy rápido, interacción con aguas meteóricas, entre otros), siendo aún motivo de controversia entre los geoquímicos.

Los gases disueltos en un magma son derivados de varias fuentes, incluyendo el manto, la corteza y material subducido. Puesto que estas fuentes tienen distintas composiciones, diferentes tipos y cantidades de volátiles serán adicionados al magma, dependiendo de las condiciones tectónicas en las que se produce el

volcanismo. La composición química de los gases liberados desde el magma y las descargas superficiales de alta temperatura, como fumarolas, variarán acordeamente con estos factores. Luego, para descubrir el origen de los gases volcánicos, y así de los magmas que los proveen, se realizan análisis químicos e isotópicos de las especies gaseosas.

Fumarolas de alta temperatura, asociados con volcanes en convergencia de placas tienen proporcionalmente mayores cantidades de H₂O y HCl que los volcanes producto de divergencia de placas y de puntos calientes. Esto sería producto de la incorporación de importantes cantidades de agua a los magmas en la subducción, ya sea marina o bien derivada de la corteza oceánica y de los sedimentos subducidos, que contienen una serie de minerales hidratados. Del análisis isotópico se deriva que el agua en magmas de convergencia de placas, es rico en deuterio y en ¹⁸O, ambos isótopos pesados del hidrógeno y oxígeno respectivamente.

2.6 Toxicología de compuestos de azufre volcánicos

SO₂: gas incoloro o líquido (< -10C), de olor característico punzante. Es perceptible entre 0.3 – 1 ppm y fácilmente detectable a 3 ppm. Densidad: 2.26 g/litro. Solubilidad: 10 g/litro.

Efectos ante exposición:

Corto Plazo: Irritación de los ojos, dificultad respiratoria. Aproximadamente el 90% del SO₂ es absorbido por el sistema respiratorio superior, donde se oxida y forma ácido sulfúrico. Concentraciones de 6 a 12 ppm causa irritación de la mucosa nasal y la garganta. Concentraciones mayores a los 10000 ppm producen irritación de la piel en minutos.

Largo Plazo: Exposición prolongada a bajas concentraciones puede ser peligroso para personas con antecedentes cardiopulmonares.

(tomado de Williams-Jones y Rymer, 2000)

H₂S: gas incoloro e inflamable, de olor muy agresivo (huevos podridos). Es perceptible a 0.77 ppm y fácilmente detectable a 4.6 ppm. Densidad: 1.19 g/litro. Solubilidad: 2.9 g/litro.

Efectos ante exposición:

Corto Plazo: Inhalación de 20 – 150 ppm causa irritación en el sistema respiratorio. En bajas concentraciones, la exposición puede desencadenar dolores de cabeza, fatiga, vértigo y diarrea, seguido de bronquitis y bronconeumonía. En pequeñas cantidades el gas actúa como sedante y como estimulante a mayores concentraciones. Altas concentraciones pueden llevar a parálisis del sistema respiratorio; exposiciones de 1000 a 2000 ppm pueden causar como luego de sólo una inhalación.

Largo Plazo: La exposición prolongada, en concentraciones menores a 50 ppm, puede causar faringitis y bronquitis. Concentraciones > 250 ppm pueden originar edemas pulmonares.

H₂SO₄: gas incoloro a café oscuro, aceitoso e inoloro en estado líquido. Irritación de nariz y ojos a bajas concentraciones. Densidad: 3.4 g/litro. Solubilidad: miscible en cualquier proporción.

Efectos ante exposición:

Corto Plazo: Irritación en ojos, nariz y garganta. Quemaduras severas con rápida destrucción del tejido y erosión dental. La inhalación puede conducir a dificultades respiratorias y a la inflamación de sistema respiratorio.

Largo Plazo: Repetida o prolongada exposición al vapor, puede causar erosión dental, irritación crónica de los ojos, nariz, garganta y pulmones.

3. Geología del Volcán Lászar

El Volcán Lászar es parte del actual frente volcánico holoceno y es considerada uno de los más activos de los Andes Centrales. En los 23°S el arco volcánico actual se localiza entre 320 y 360 kilómetros al Este de la fosa y entre 110 y 125 kilómetros sobre la zona de Wadati-Benioff. Más al sur, entre los 23 y 24°S el arco muestra una deflexión hacia el este, estando localizados los volcanes entre 360 y 390 Km de la fosa y entre 120 y 145 km sobre la zona de Wadati-Benioff. En este sector, la mayoría de los volcanes se encuentran localizados hacia el este de la principal estructura de la región: Falla Callejón de Varela o lineamiento Miscanti (Ramírez y Gardeweg, 1982). El Lászar se encuentra directamente sobre la falla.

3.1 Petrología y Evolución

El volcán Lászar corresponde a un macizo volcánico compuesto por dos estratovolcanes truncados, cuyos centros de eyección se encuentran separados en 1.6 Km y dispuestos según un rumbo N66°E. Se ha desarrollado en el margen oeste del altiplano, alrededor de 30 Km al este del Salar de Atacama, sobre un basamento de rocas pre-cenozoicas. Sus cráteres alcanzan un diámetro de 900 metros cada uno. El edificio, de una primera etapa eruptiva, está constituido esencialmente por lavas y piroclastos andesíticos (61.44% SiO₂), los cuales han fluido principalmente hacia el oeste. Una segunda etapa eruptiva, post-macla, desarrolló tres cráteres en línea y paralelos al rumbo inicial, con un desplazamiento de unos 200 metros hacia el NNO, por los cuales eyectó flujos de piroclastos y lavas andesítico-dacíticas y dacíticas (70.87% SiO₂). La actividad histórica se ha concentrado en el cráter central, que alcanzó unos 750 metros de diámetro y unos 300 metros de profundidad, antes de iniciarse el último ciclo eruptivo a contar de 1984. El flujo de lava más reciente corresponde a una andesita-basáltica (58.0% SiO₂), que escurrió del cráter central alcanzando 5.5 Km por la ladera NNO. Probablemente la erupción que la generó ocurrió en tiempos históricos (González-Ferrán, 1995).

La historia evolutiva está caracterizada por los productos de al menos cinco erupciones explosivas y productos efusivos correspondientes a lavas andesíticas y en menor proporción dacíticas. Las principales etapas de su evolución se reconocen a lo largo de un lineamiento ESE – WNW, que controló la migración del centro de emisión y originó un sistema de cráteres anidados en la cumbre, el central de los cuales se encuentra activo (Gardeweg y Medina, 1994).

Basándose en la presencia de enclaves de distintas composiciones y a la coexistencia de minerales formados bajo distintas condiciones termodinámicas, se ha interpretado la ocurrencia de fenómenos de mezcla de magmas. Esto hace

suponer que en niveles profundos existe interacción entre magmas básicos con magmas más diferenciados (Déruelle, 1985).¹

Las rocas volcánicas están constituidas principalmente por andesitas de dos piroxenos y dacitas, aunque andesitas de hornblenda han sido identificadas en los depósitos de Piedras Grandes y Soncor. La presencia de fenocristales de anhidrita [CaSO₄] en varias muestras, indica alta presión de volátiles y la existencia de una fase gaseosa magmática con alto contenido de azufre.

Gardeweg et al. (1997), considerando criterios morfoestructurales y estratigráficos, han dividido la secuencia volcánica en cuatro etapas, como lo muestra la tabla 7.

Etapa	Unidad	Descripción breve	Edad
IV	Histórico	Depósitos piroclásticos, vulcanianos y domos	1848 – presente
	Cráteres	Depósitos no consolidados	< 7.1 ka
	Lava Tumbres – Talabre	Lava andesítica	c. 7.1 ka
III	Aglomerado Manquez	Piroclastos andesíticos	
	Unidad Tumbres Lavas	Depósitos plinianos andesíticos Lavas dacíticas y andesíticas	c. 9.3 ka
	Estratocono Oeste	Abanico fluvio-glacial post-Soncor Depósitos de avalanchas	20.8 – 19.2 ka 22.3 ka
	Unidad Soncor	Depósito pliniano mayor e ignimbritas, composición riódacítica a andesítica	26.5 ka
II	Unidad Piedras Grandes	Flujos dacíticos y depósitos de rompimiento glaciares	> 26.5 ka
	Unidad Salta	Flujos piroclásticos de grano grueso de estratocono este	> 26.5 ka
I	Unidad Chaile Lavas	Andesíticas	< 43 ka

Tabla 3.1. Estratigrafía de depósitos asociados al Volcán Láscar (modificado de Gardeweg et al. 1997)

3.2 Actividad Cíclica Histórica

Anteriormente a 1986, el registro de la actividad eruptiva del volcán Láscar se basa, principalmente en informes de viajeros e imprecisos relatos verbales de

¹ Bernard Déruelle realizó el primer estudio petrológico en este volcán, donde describe estas características: “Chacun des deux types de cristaux peut aussi provenir d’un magma propre, leur présence simultanée s’expliquant alors par un *mélange magmatique*”.

lugareños (Gardeweg, 1991). Probablemente entró en erupción en el año 1848 y ciertamente en los años 1875, 1933, 1951 - 1952 y 1959, aunque este registro es bastante irregular y es muy probable que no existan evidencias de muchas erupciones (Figueroa et al. 1994). En Diciembre de 1984 se detectó el comienzo de una nueva fase eruptiva que se manifestó por una anomalía termal en el cráter central (Francis y Rothery, 1987). Así, desde 1984 hasta 1993, la actividad del volcán Láscar estuvo caracterizada por un comportamiento cíclico, que consiste en el crecimiento y subsidencia de domos dacíticos de lava con desarrollo de fracturas anulares, junto con desgasificación del magma el que es representado por actividad fumarólica intensa y eventos eruptivos vulcanianos a plinianos. Además, constantes e intensos escapes de vapor de agua y otros gases desde el cráter central se encuentran evidenciados por un penacho de vapor sobre el volcán y ocasionalmente eventos explosivos menores. La temperatura y el alto contenido de azufre de los gases, indican que su origen sería predominantemente magmático (Matthews et al. 1997).

Matthews et al. (1997) han propuesto un modelo que intenta explicar esta actividad cíclica, basado en:

1. Subsidencia del domo y del piso del cráter: explicada por el descenso del magma hacia una cámara profunda y desgasificación del sistema. Así el magma en la parte superior del conducto y al interior del domo disminuye su permeabilidad debido a la pérdida de gas y al colapso que acompaña la subsidencia.
2. La desgasificación, desde un conducto relleno con magma permeable, disminuirá en intensidad a medida que la permeabilidad del magma disminuye.
3. Eventualmente, la presión aumentará el esfuerzo mecánico del magma, desarrollando una erupción explosiva.
4. Erupciones pequeñas que ocurren durante la fase desgasificación/colapso, representarían eventos de colapso discreto del piso del cráter, lo que inhibiría el flujo de gas a través del sistema de fracturas y llevaría a un rápido aumento de la presión.

A partir de estas características se han determinado 4 etapas, lo cual se ilustra esquemáticamente en la figura 3.1. Posterior a la cuarta etapa no se ha creado un domo en el cráter, por lo que no se ha definido como una quinta etapa, aunque existen eventos explosivos menores y fumarolas. La erupción subpliniana del 19 y 20 de Abril de 1993 ha sido la más intensa del registro histórico del volcán Láscar. Estuvo caracterizada por una columna eruptiva fluctuante, que superó los 12.000 metros de altura -llegando hasta 25.000 metros de altura-, la que dio origen a flujos piroclásticos por su colapso gravitatorio. Se formó un extenso penacho de dirección E-SE que alcanzó la costa atlántica sudamericana (figuras 4 y 6). En el sector chileno no superó los 10 Km de ancho y el depósito de caída disminuyó rápidamente de tamaño y espesor. En tanto la fracción más fina se segregó, siendo transportada a grandes distancias por el viento troposférico de altura, causando importante efectos en el NW argentino (Gardeweg y Medina, 1994), como lo ilustra la figura 3.2.

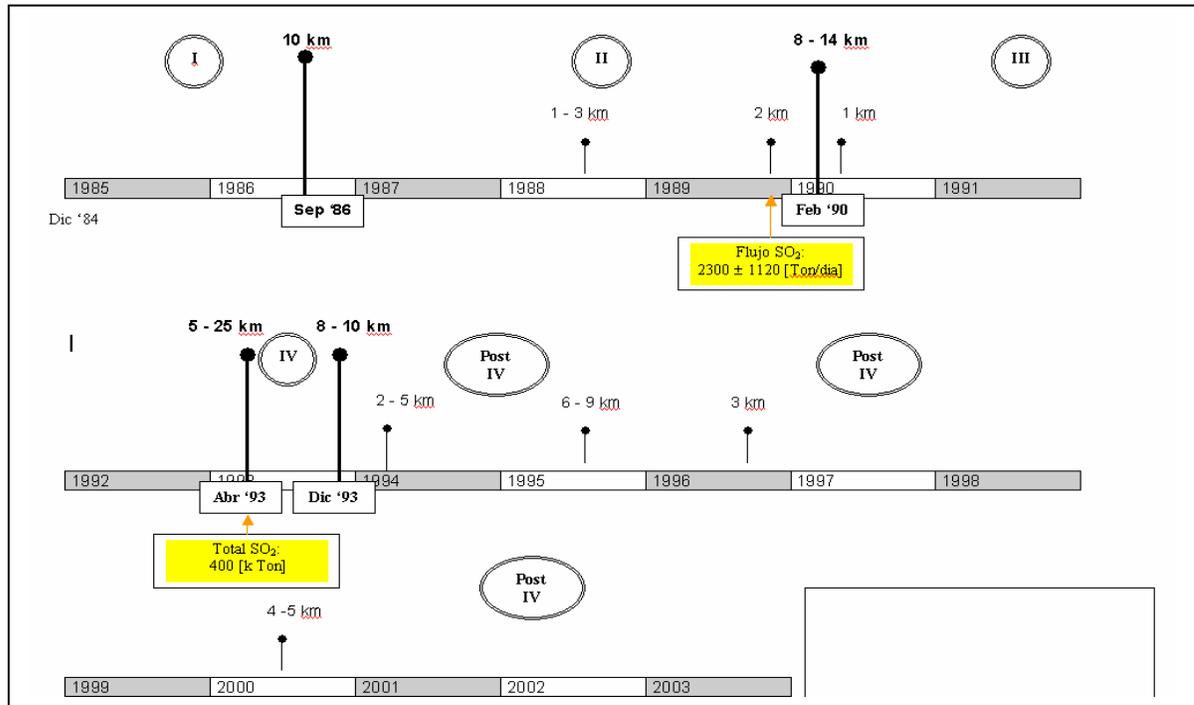


Figura 3.1. Esquema que muestra los cuatro ciclos definidos por Matthews et al (1997) la altura de la columna eruptiva para eventos explosivos tanto mayores como menores y las mediciones de SO_2 realizadas en 1989 y 1993.

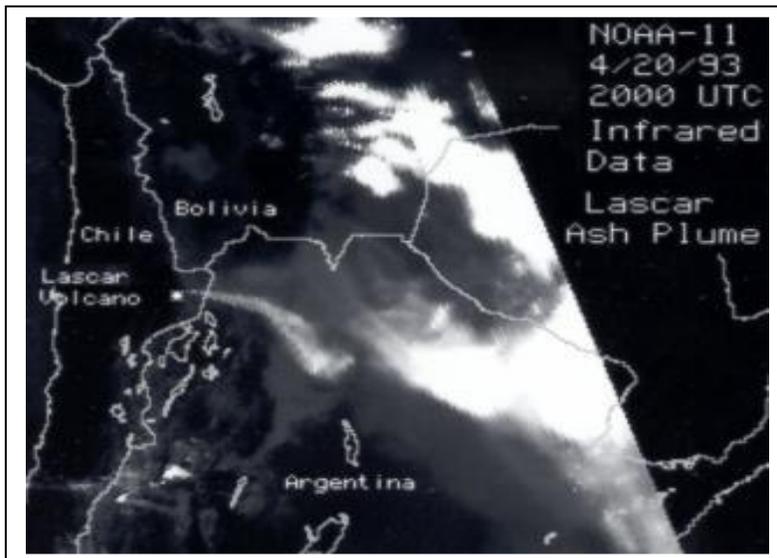


Figura 3.2. Penacho asociado a la erupción del 19-20 Abril 1993. Tomado de Global Volcanism Program, (<http://www.si.edu/gvp>)

4. Volcanismo y Clima

El volcanismo se ha considerado como una posible causa de variaciones climáticas y de fenómenos meteorológicos. Hace 2000 años, Plutarco asoció la erupción del Etna (44 d.C.) con una disminución de energía solar y el posterior enfriamiento observado en Roma y Egipto, que causó pérdidas de las cosechas y hambrunas (Forsyth, 1988). No hubo en la historia otras publicaciones al respecto hasta que Benjamín Franklin sugirió que la erupción del Lakagigar (o Laki) en Islandia en 1783 pudo haber sido responsable del verano e invierno anormalmente fríos registrados en Europa en 1783-1784 (Franklin, 1784). Humphreys (1913) asoció que los eventos fríos posteriores a una gran erupción volcánica con los efectos radiativos de aerosoles estratosféricos, pero no poseía suficiente respaldo de observaciones de temperatura para cuantificar este efecto. Posteriormente se publicaron varios trabajos pioneros en cuanto a la influencia del volcanismo en el clima, Lamb (1970), Pollack et al. (1976), Toon y Pollack (1980), Self et al. (1980), entre otros. En efecto, el trabajo de H.H. Lamb (1970) fue extremadamente influyente en el estudio de los efectos del volcanismo en el clima. Desde estos, y posteriores revisiones, una comprensión más profunda de los impactos de las erupciones volcánicas sobre el clima y la atmósfera se ha llevado a cabo, donde destacan los estudios modernos del impacto de las erupciones de El Chichón (México) en 1982 y del Pinatubo en 1991 (Filipinas), ya en una era netamente instrumental. Las más grandes erupciones de los últimos 250 años (tabla 4.3) han llamado la atención por su espectacularidad y se relacionan con efectos climáticos que han causado un desastroso impacto en las actividades de la raza humana. Una vez emitidos a la atmósfera, los gases y partículas son transportados por la circulación atmosférica y sometidos a transformaciones fisicoquímicas y procesos de deposición seca y húmeda. Un resumen de los efectos de las erupciones volcánicas sobre el clima se presenta en la tabla 4.1.

<i>Efecto</i>	<i>Mecanismo</i>	<i>Comienzo</i>	<i>Duración</i>
Reducción ciclo diario	bloqueo de radiación solar y emisión IR.	inmediatamente	1 – 4 días
Reducción precipitación tropical	bloqueo radiación solar, reducción de evaporación	1 – 3 meses	3 – 6 meses
Veranos fríos	bloqueo de radiación solar	1 – 3 meses	1 – 2 años
Calentamiento estratosférico	absorción estratosférica de radiación solar y terrestre	1 – 3 meses	1 – 2 años
Inviernos cálidos	absorción estratosférica de radiación solar y terrestre, dinámica.	medio año	1 ó 2 inviernos
Enfriamiento global	bloqueo de radiación solar	inmediatamente	1 – 3 años
Enfriamiento global (múltiples erupciones)	bloqueo de radiación solar	inmediatamente	10 – 100 años
Destrucción de ozono	dilución, química heterogénea de los aerosoles	1 día	1 – 2 años

Tabla 4.1 Efectos de erupciones volcánicas explosivas en el clima. Adaptado de Robock (2000)

La mayor parte del conocimiento actual acerca de cómo las erupciones pueden afectar el clima, proviene de la evaluación de unos 200 años de registros instrumentales y de unos 25 años de información de datos satelitales y otras técnicas avanzadas. Por esta razón, la comprensión del sistema climático-volcánico es incompleta, debido a un limitado número y estilos de erupciones ocurridas en estos periodos, así como a la moderada magnitud de los eventos comparados con los ocurridos en los últimos 100.000 años. Es por esto que se ha hecho necesario estudiar registros pasados para determinar de mejor forma la variabilidad de este sistema y acercarse a una mejor comprensión del impacto de futuras erupciones en el clima (tabla 4.2).

A *Productos directos de la erupción*

1. Registro en glaciares: aerosoles, ácidos (HCl, HF, H₂SO₄), tefra
2. Depósitos geológicos: volumen extruído, altura del penacho, dispersión, cronología del volcanismo, desgasificación por técnicas petrológicas.
3. Mediciones y observaciones meteorológicas: impacto en el espesor óptico (mediciones pyrhelométricas y eclipses lunares). Otros fenómenos, como cielos rojizos, anillos de Bishop, niebla seca, etc.

B *Impacto secundario: señales climáticas*

1. Características de anillos de crecimiento de árboles.
 2. Corales (representación indirecta de temperatura oceánica)
-

Tabla 4.2. Parámetros usados la evaluación de impactos climáticos derivados de erupciones volcánicas. Adaptado de Zielinski (2000).

4.1 Efectos de grandes erupciones históricas

El verano de 1601 habría sido extremadamente frío. En toda Inglaterra “*el mes de Junio fue muy frío, con mañanas heladas todas los días*” (Stow, 1605). Lo mismo sucedió en el norte de Italia, donde los días fríos se extendieron hasta Julio. Islandia y Escandinavia también experimentaron una temporada estival anormal. Registros de anillos de crecimiento de árboles en el hemisferio norte, confirman que el verano de 1601 fue el más frío de los últimos 600 años y cerca de 0.8°C más frío que el promedio de los veranos entre 1881 y 1960 (Briffa et al., 1998). La causa se ha identificado como una espectacular erupción del volcán Huaynaputina, ubicado en el Sur de Perú, acaecida en Febrero de 1600. De hecho es considerada como la erupción más violenta de los Andes Centrales, de la cual se tenga registro. Vivencias de este fenómeno, fueron registradas por un sacerdote jesuita que se encontraba en Arequipa, cuyos manuscritos fueron

rescatados y transcritos, a principios del siglo XX, por el geofísico Montessus de Ballore. El impacto en el ambiente habría sido enorme, falleciendo cerca de 1.500 personas y un daño físico al territorio, donde los terrenos se han recuperado débilmente luego de 400 años de ocurrida la erupción, debido al carácter rico en sílice de las cenizas (González-Ferrán, 1995). Se calcula que liberó a la atmósfera la suma de 10 Km^3 de cenizas más gases, detectándose hoy una notable concentración de sulfato en los testigos de hielos de ambas regiones polares (de Silva y Zielinski, 1998). A modo de comparación, la erupción del Pinatubo en 1991, involucró unos 5 Km^3 de magma, mientras que El Chichón, en 1982, 1.3 Km^3 .

La erupción del Tambora en 1815 produjo el célebre “año sin verano” en 1816, estando los veranos siguientes, entre 1817 y 1819, entre los 30 más fríos de los últimos seis siglos (Briffa et al., 1998). Las hambrunas, enfermedades y el caos se esparcieron por un continente europeo que recién se recuperaba de las guerras napoleónicas, especialmente durante el invierno de 1816. Una epidemia de tifus, asociado con esta catástrofe, se expandió sobre Irlanda y las Islas Británicas. En la India, existe registro de un devastador brote de cólera en esta época. Este panorama inspiró a Mery Shelley en la creación de su célebre novela Frankenstein. Esta erupción corresponde a la más explosiva de los últimos diez mil años. De los doce mil habitantes de la isla de Sumbawa, sólo sobrevivieron 26, alcanzando el total de fallecidos a 90.000 personas, por efectos de la erupción misma y de un terremoto asociado a ésta. El idioma nativo Sumbawense prácticamente desapareció de la faz de la Tierra y un área de más de 100 kilómetros alrededor de la erupción permaneció en la más completa oscuridad por tres días completos. Se calcula que la temperatura disminuyó entre 1 y 2.5°C en Norteamérica y Europa, y el promedio global habría disminuido entre 0.4 y 0.7°C . A pesar de la magnitud global de la catástrofe, los efectos climáticos no se asociaron a la erupción, quizás por la demora en las comunicaciones de aquel entonces: alrededor de seis meses demoró la noticia en llegar a occidente.

El trabajo más extensivo, en tiempos pre-instrumentales, sobre el impacto de una erupción en particular fue llevado a cabo por la Royal Society inglesa, que estudió la erupción del Krakatoa en 1883, publicando un volumen de lujo al respecto con figuras ilustradas (Symons, 1888). Esta erupción fue tan intensa que destruyó parte de la isla donde se encontraba el volcán. Actualmente está creciendo un nuevo volcán el que ya sobrepasó el nivel del mar, denominado Anak Krakatoa (hijo del Krakatoa). Esta quizás ha sido la explosión que ha producido más ruido en tiempos históricos, llegándose a escuchar a miles de kilómetros de distancia. De hecho, en dicho volumen se incluyen figuras a color con las resultantes ondas de presión medidas por microbarógrafos en Europa. Se ha planteado la posibilidad que erupciones tan intensas como esta puedan gatillar fenómenos meteorológicos únicos de gran intensidad, como hipercanes (Emmanuel, 1995). Incluso se ha planteado este tipo de sucesos como responsable de extinciones masivas.

La erupción del Agung en 1963, produjo una carga mayor de polvo en la estratósfera por más de 50 años, lo que inspiró muchos estudios científicos modernos. La erupción del Monte Santa Helena en 1980, fue muy explosiva, pero

no inyectó cantidades considerables de ceniza y gases a la estratósfera, por lo tanto, no tuvo efectos globales. Sus efectos troposféricos se registraron por sólo unos días, pero, puesto que esta erupción ocurrió en Estados Unidos, recibió mucha atención. Además fue la primera vez que se pudieron realizar variadas mediciones a una erupción explosiva.

Volcán	Año de Erupción	VEI
Grimsvotn(Laki o Lakagigar), Islandia	1783	4
Tambora, Sumbawa, Indonesia	1815	7
Galunggung, Indonesia	1822	5
Cosiguinea, Nicaragua	1835	5
Askja, Islandia	1875	5
Krakatoa, Oeste de Java, Indonesia	1883	6
Okataina (Tarawera), Nva. Zelandia	1886	5
Santa María, Guatemala	1902	6
Ksudach, Kamchatka, Rusia	1907	5
Novarupta (Katmai), Alaska	1912	6
Quizapu, Pelarco, Chile	1932	6
Bezymianny, Kamchatka, Rusia	1956	5
Agung, Bali, Indonnesia	1963	4
Saint Helens, Washington, EE.UU.	1980	5
El Chichón, Chiapas, México	1982	5
Pinatubo, Luzón, Filipinas	1991	6
Hudson, Aysén, Chile	1991	5

Tabla 4.3: Las erupciones volcánicas más intensas de los últimos 250 años.

4.2 Azufre magmático

Los gases magmáticos se encuentran en solución con el material sólido fundido bajo condiciones de alta presión, siendo sus componentes predominantes H₂O, CO₂ y especies de azufre, como se muestra en la tabla 4.4. Su abundancia relativa es determinada por condiciones termodinámicas (presión, temperatura y fugacidad de oxígeno). Los distintos tipos de magmas se caracterizan y diferencian según su composición química, siendo, en general, el contenido de volátiles en el magma basáltico menor que en magmas mayormente diferenciados. En magmas de composición basáltica (especialmente β-alcalinos) el contenido de azufre es mucho mayor que en magmas diferenciados. Además, la viscosidad de estos últimos conduce a erupciones más explosivas y energéticas.

Especies (gases)	%Vol en magmas (rango)	Concentración en columna eruptiva volcánica (diluida)	Concentración en tropósfera	Proporción Columna/ ambiente
H ₂ O	50 – 90	10 – 20 ppm	40 – 40000 ppm	0.5 – 0.00025
CO ₂	1 – 40	0.5 – 10 ppm	300 ppm	0.0012 – 0.03
SO ₂	1 – 25	1 – 2 ppm	0.1 – 70 ppb	14.29 – 20000
HCl	1 – 10	0.1 – 2 ppm	1 ppb	100 - 2000
H ₂ S	1 – 10	100 – 500 ppb	0.08 – 24 ppb	4.12 - 6250
S ₂	-	10 – 80 ppb	?	?
HF	< 10 ⁻³	5 – 40 ppb	?	?

Tabla 4.4. Especies gaseosas volcánicas comunes. Rango de porcentaje en volumen para distintas composiciones magmáticas. Concentración en una columna eruptiva y comparación con la concentración atmosférica promedio. Se destaca que la concentración de especies de azufre en la columna es muy superior a la concentración en el ambiente. Adaptado de Symonds et al. (1994) y Textor et al. (2003).

Alrededor de 380 volcanes han sido considerados activos, en el mundo, durante el último siglo, con cerca de 50 volcanes activos por año (Andres y Kasgnoc, 1998). Un intento por cuantificar las emisiones volcánicas de SO₂, especialmente de erupciones pasadas, corresponde al método petrológico propuesto por Devine et al. (1984). Este consiste en un balance de masa del contenido magmático de azufre pre-erupción –a partir de inclusiones de magma en fenocristales– y post-erupción –obtenido a partir del vidrio volcánico– ponderado por la masa total de material extruido durante el evento. La incorporación de instrumentos satelitales, que permiten la estimación directa de la masa de SO₂ liberada a la atmósfera proveniente de erupciones volcánicas intensas (e.g. El Chichón (17° N) -1982-, Pinatubo (15° N) -1991-), ha permitido compararlas con aquellas derivadas de estudios petrológicos. La diferencia obtenida entre ambas estimaciones alcanza entre 1 y 2 órdenes de magnitud, siendo los resultados del método petrológico subestimados con respecto a los estimados remotamente. En la literatura este acertijo se conoce como el “exceso de azufre” (Wallace, 2001).

La discrepancia entre las estimaciones realizadas por ambos métodos es explicada por desgasificación de magma basáltico dentro del volcán: durante el enfriamiento del magma ascendente, componentes como H₂O, F y Cl se mantienen en el magma, enriqueciéndose en éstos, mientras que especies menos solubles, típicamente CO₂ y SO₂, pueden ser exhalados como volátiles pudiendo, esta desgasificación no eruptiva, llegar a ser muy eficiente (Graf et al. 1997). No obstante, la solución a esta interrogante sigue siendo controversial. Kress (1997)

propone una teoría basada en argumentos termodinámicos para explicar la fuente de SO₂ liberada por la erupción del volcán Pinatubo en 1991: reacciones redox, que acompañan la mezcla de magma basáltico reducido con un magma dacítico oxidado, inducirían liberación de azufre. Por otra parte, para la erupción del volcán El Chichón en 1982, Luhr et al. (1984) explican la diferencia sobre la base de la presencia de fenocristales de anhidrita magmática, presente en los depósitos de cenizas.

El “exceso de azufre” ha sido registrado para un importante número de volcanes, donde se dispone tanto de mediciones remotas como datos petroquímicos del azufre atrapado en fenocristales. Diferencias importantes entre ambos métodos han sido característicamente descritas para erupciones explosivas de magmas de composición intermedia a silícea, en ambientes tectónicos de subducción (Andres et al. 1991). En contraste, erupciones asociadas a magmas basálticos, en límites divergentes de placas tectónicas o hot spots (e.g. Islandia o Hawaii), a menudo no muestran evidencia de exceso de azufre, siendo representativo el método petrológico (Thordarson et al. 2001).

4.3 Aporte Volcánico a la Atmósfera

A lo largo de las distintas épocas geológicas, los volcanes han sido la principal fuente de gases y partículas a la atmósfera. Luego de que la atmósfera primitiva, compuesta principalmente de H y He, escapó al espacio y la temperatura terrestre disminuyó, el vapor de agua se condensó dando origen a los océanos. Posteriormente una parte del CO₂ ha sido transformado por las plantas en O₂ con una proporción de C remanente en los actuales combustibles fósiles. La atmósfera actual se encuentra formada principalmente por N₂ (78%) y O₂ (21%), los cuales tienen un origen volcánico.

Las erupciones volcánicas pueden inyectar a la atmósfera decenas de teragramos² de gases activos química y microfísicamente, además de diversas partículas sólidas que afectan tanto el balance radiativo terrestre como el clima. El aporte de las emisiones volcánicas es relevante y comparable con otras fuentes, ya sean naturales o antrópicas, como se muestra la tabla 4.5. En esta última se destaca, además, el rango de incerteza que aún se tiene al cuantificar estas emisiones.

En el pasado, era posible estimar los aportes volátiles basado en mediciones de volcanes activos, pero no durante un evento explosivo, y la detección remota de nubes de aerosoles por lidar, radiómetros y satélites. El descubrimiento fortuito de la habilidad del TOMS para monitorear SO₂ permite conocer una medida directa de la inyección de gases a la estratosfera.

El componente mayoritario de las erupciones volcánicas corresponde al material magmático, denominado ceniza o tefra, el cual emerge como sólido. Estas partículas abandonan la atmósfera rápidamente, en escalas de tiempo que van desde minutos hasta unas pocas semanas en la tropósfera. Pequeñas cantidades

² 1 Teragramo (1 Tg) = 10¹² g = 1 M ton.

pueden permanecer por un par de meses en la estratósfera, pero éstas tienen efectos climáticos despreciables.

Las erupciones también emiten gases, siendo H₂O, CO₂ y N₂, los más abundantes. Entre estos, los dos primeros son gases invernaderos importantes, pero su concentración atmosférica es demasiado grande que una erupción individual no afecta directamente el efecto invernadero. El efecto climático más importante de una erupción volcánica es a través de su emisión de especies de azufre a la estratósfera, principalmente en la forma de SO₂ o bien H₂S. Estas especies reaccionan con OH y H₂O para formar H₂SO₄ en escala de semanas, y los aerosoles sulfato resultantes producen el efecto radiativo dominante de las erupciones volcánicas. Bluth et al. (1992) estimaron, por mediciones satelitales, que El Chichón inyectó 7 Tg de SO₂ a la atmósfera, mientras que el Pinatubo inyectó cerca de 20 Tg.

Categoría (Especies) [Año de referencia]	Hemisferio Norte	Hemisferio Sur	Global (Rango)
Combustible fósil e industria (SO ₂) [1985]	68	8	76 (60-100)
Aviación (SO ₂) [1992]	0.06	0.004	0.06 (0.03-1.0)
Quema de Biomasa (SO ₂) [1990]	1.2	1.0	2.2 (1-6)
Antrópico	69	9	76 (61-107)
Volcanes (SO ₂)	6.3	3.0	9.3 (6-20)
Océanos (DMS)	11	13	24 (13-36)
Suelos y biota (DMS y/o H ₂ S)	0.6	0.4	1.0 (0.4-5.6)
Natural	18	16	34 (19-62)
TOTAL	87	25	110 (80-169)

Tabla 4.5. Emisiones anuales de azufre en [Tg/año]. Adaptado de IPCC (2001).

Por otro lado, se ha intentado estimar la contribución volcánica global de SO₂ a la atmósfera. No obstante, se mantiene un amplio margen en las estimaciones, variando entre 0.75 y 50 [Tg/año]. Esta amplitud se debe, en parte, a (1) una lista incompleta de volcanes monitoreados, (2) estimaciones poco confiables de la desgasificación no explosiva y (3) diferentes técnicas de extrapolación usadas para incluir volcanes donde no existen datos. En la tabla 4.6 se exponen los resultados de una de las más recientes estimaciones, distribuidas según zonas geográficas y tectónicas.

Zona	Ambiente Tectónico	Emisión SO ₂ [Tg/año]
Hawaii	Isla Oceánica (Hot Spot)	0.7 – 0.8
Africa	Rift	1.6 – 2.1
Antártica	Rift	0.01 – 0.02
Islandia	Rift	0.8 – 1.0
Europa (Italia)	Subducción	2.9 – 3.2
Japón	Subducción	1.9 – 2.7
Norteamérica	Subducción	0.1 – 0.2
Centroamérica	Subducción	0.6 – 0.8
Sudamérica	Subducción	2.1 – 3.6
Kamchatka	Subducción	1.2 – 2.1
Alaska	Subducción	0.6 – 1.0
Indonesia	Subducción	2.1 – 2.6
Nueva Zelandia	Subducción	0.1 – 0.4
Filipinas y SE asiático (no incluye Pinatubo)	Subducción	0.3 – 0.4
Total		≈ 15 – 21

Tabla 4.6. Compilación de emisiones volcánicas anuales, basada en monitoreo y extrapolación de tasas de emisión. Modificado de Halmer et al. (2002).

Para el caso de Chile, estudios de la dispersión global de partículas se han realizado para las erupciones de los volcanes Láscar en 1993 y Hudson en 1991, ambas erupciones de magnitud mayor ($VEI^3 \geq 3$). Ambos eventos habrían inyectado aproximadamente 0.4 y 1.5 [Tg] de SO₂ a la atmósfera planetaria, respectivamente (Bluth et al. 1997).

Una vez inyectados a la estratosfera, los aerosoles son adveccionados rápidamente cubriendo el planeta. Observaciones posteriores a la erupción del Krakatoa, en 1883, describieron que la nube de aerosoles englobó la Tierra en dos semanas (Symons, 1888). La dispersión de una nube de aerosoles estratosférica de origen volcánico depende fuertemente de la particular distribución de los vientos al momento de la erupción, aunque erupciones que ocurren en altas latitudes raramente son transportadas más allá de latitudes medias del mismo hemisferio. Así, para tratar de reconstruir los efectos de erupciones pasadas, este factor aumenta la complejidad, puesto que la latitud del volcán no provee suficiente información.

La circulación estratosférica meridional normal hace ascender los aerosoles en los trópicos, los transporta en dirección hacia los polos en latitudes medias y los lleva de vuelta a la troposfera en altas latitudes, en una escala de uno a dos años (Trepte y Hitchman, 1992, Trepte et al., 1993, Holton et al., 1995).

En cuanto a emisiones continuas no eruptivas, donde se incluyen fumarolas y pequeñas erupciones episódicas, aportan sulfatos a la tropósfera, pero su vida es mucho más corta que los aerosoles en la estratosfera, por lo tanto, tienen relevancia menor para el sistema climático. Las emisiones volcánicas de azufre

³ VEI: Volcanic Explosivity Index. Índice de escala logarítmica, fluctuante entre 0 y 8, que da cuenta del material eyectado durante una erupción volcánica. Definido por Newhall y Self (1982).

globales a la troposfera son del orden de 14% de la emisión total (natural más antrópica) (Graf et al. 1997) pero tiene una mayor contribución relativa en cuanto a efectos radiativos. La mayor parte de las emisiones volcánicas son efectuadas en las cumbres de las montañas, sobre la capa límite terrestre, teniendo sus compuestos una vida media mayor que la de los compuestos antrópicos. El forzamiento radiativo global (medido en superficie) asociado a estas emisiones es del orden de -0.2 W/m^2 , sólo un poco inferiores a los efectos antrópicos.

4.4 Compuestos de Azufre en la Atmósfera

El azufre se encuentra presente en la corteza terrestre, en una razón de mezcla del orden de 500 ppm(m) y en total, en la atmósfera en casi 1 ppm(v). Así, los compuestos de azufre ejercen una profunda influencia en la química de la atmósfera y, por lo tanto, en el clima. Algunos de estos compuestos:

Dimetil Sulfuro (CH_3SCH_3) es el compuesto dominante en cuanto a las emisiones desde los océanos. Es producido en las aguas oceánicas por organismos bentónicos y plantónicos. En promedio, en la capa de mezcla atmosférica sobre la superficie oceánica, alcanza entre 80 a 110 ppt, alcanzando valores tan altos como 1 ppb sobre zonas de aguas entrópicas.

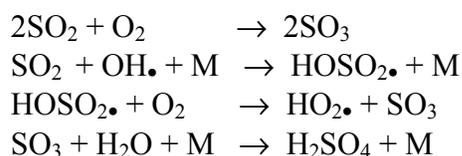
Carbonil Sulfuro (OCS) globalmente, corresponde al gas de azufre más abundante en la atmósfera debido a su baja reactividad en la troposfera y a su extenso tiempo de residencia (del orden de 30 años). Es el único compuesto de azufre que sobrevive al entrar a la estratosfera (a excepción de la inyección directa de SO_2 por erupciones volcánicas). De hecho, el aporte de OCS a la estratosfera se considera como la fuente de la capa aerosoles estratosféricos, en condiciones normales. En promedio, en la troposfera se ha documentado una razón de mezcla de OCS del orden de 500 ppt(v).

Dióxido de Azufre (SO_2) predominante contaminante de azufre de origen antrópico. La razón de mezcla en aire continental varía entre 20 ppt hasta 1 ppb. En zonas no contaminadas, sobre la superficie oceánica, alcanza entre 20 y 50 ppt. En zonas urbanas puede llegar a varios cientos de ppb.

Desde un punto de vista termodinámico, el SO_2 posee una fuerte tendencia a reaccionar con oxígeno, mediante la reacción :

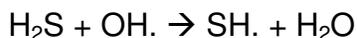


no obstante, esta reacción es muy lenta, en condiciones libre de catalizadores. Así, SO_2 reacciona, bajo condiciones troposféricas, mediante procesos en fase gaseosa y acuosa y es removido físicamente por procesos de deposición seca y húmeda. En presencia de nubes, la remoción de SO_2 aumenta más allá de lo atribuible a procesos de deposición seca. Para la fase gaseosa, la reacción con el radical OH es dominante (Seinfeld y Pandis, 1998):



La vida de SO₂ basada en esta serie de reacciones, en niveles normales del radical OH, es cerca de una semana. Este gas sería el precursor de aerosoles sulfato, lo que se componen principalmente de una mezcla de ácido sulfúrico (75%) y agua líquida (25%).

Los compuestos reducidos de azufre reaccionan con los radicales OH y NO₃. Para H₂S, la reacción que más eficientemente lo remueve de la atmósfera es vía el radical OH:



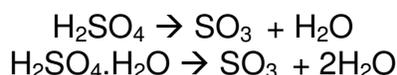
El tiempo de vida de H₂S, producto de esta reacción, es cerca de 70 horas. El radical SH. Conduciría a una serie de reacciones que culminarían con la formación de SO₂. Para el caso del DMS, la oxidación se produce vía los radicales OH y NO₃ en una serie de complejos pasos que aún no son completamente comprendidos.

4.5 Aerosoles Sulfato en la Atmósfera

Los aerosoles sulfato son producidos por reacciones químicas en la atmósfera a partir de sus precursores gaseosos (a excepción de sulfato en partículas marinas salinas y partículas de yeso). Los dos principales precursores corresponden al SO₂, desde fuentes antrópicas y volcánicas, y DMS, proveniente de las emisiones marinas.

La concentración y distribución de los compuestos de azufre en la estratósfera ha sido de interés debido a la importancia que poseen en la formación de aerosoles atmosféricos. En particular, el ciclo entre el SO₂ y H₂SO₄ ha sido estudiado, en una combinación de mediciones in situ y cálculos de modelos químicos, en un intento de explicar la capa de aerosoles estratosférica o capa de Junge (Junge et al. 1961). Esta capa de aerosoles, altamente dispersa, se encuentra típicamente entre los 15 y los 35 kilómetros de altura, influenciando tanto el clima terrestre como la pérdida de ozono estratosférico a través de efectos radiativos y químicos. Se piensa que la capa de Junge se compone principalmente de H₂SO₄ y H₂O (Vaida et al. 2003). Esta capa es extremadamente sensible a las intensas erupciones volcánicas que inyectan varios teragramos de SO₂ a la estratósfera. Es más, cerca del 90% del SO₂ que ingresa a esta capa es de origen volcánico (Pyle et al. 1996). La evolución temporal de los aerosoles volcánicos en la estratósfera permanece como un punto en discusión aún, aunque se cree que el tiempo de relajación es del orden de unos 10 meses. En cuanto a su dependencia con la latitud, Fussen et al. (2001) presentan los resultados de mediciones realizadas durante Agosto 1991 – Mayo 1993, con el objetivo de comprender el transporte y sedimentación de los aerosoles producto de la erupción del Monte Pinatubo.

Observaciones de SO₂ en la alta estratosfera, sugieren la ocurrencia de fotólisis de H₂SO₄, debido a la absorción de radiación solar infrarroja. Vaida et al. (2003) proponen un mecanismo fotoquímico para la descomposición de H₂SO₄, basado en el estiramiento vibracional del OH y mediante las siguientes reacciones de deshidratación:



Luego de ocurridas estas reacciones, una rápida fotólisis de SO_3 liberaría SO_2 hacia la estratosfera media.

4.6 Impacto Climático de los aerosoles sulfato

Los aerosoles sulfato influyen el balance radiativo del sistema tierra – atmósfera de dos maneras diferentes, lo que acarrea consecuencias en cuanto a la energía solar que alcanza la superficie como también en el ciclo hidrológico, entre otros. En primer lugar se tiene el **efecto directo**, que habla de la capacidad de dispersar y absorber radiación solar y térmica infrarroja (tabla 4.7). Por otro lado, el **efecto indirecto** tiene relación con la perturbación en las características microfísicas de las nubes, y por lo tanto sus propiedades radiativas y duración. El efecto indirecto se suele separar en dos efectos, un primer efecto indirecto debido al aumento de aerosoles (y por consiguiente de potenciales núcleos de condensación) conlleva un aumento de la concentración de gotas de nubes y una disminución del tamaño de éstas, asumiendo condiciones fijas de contenido de vapor de agua. El segundo efecto indirecto se deriva como consecuencia de la disminución del tamaño de las gotas de nubes, lo que afecta su eficiencia en precipitación, tendiendo a un incremento del contenido de agua, la duración y el espesor de la nube. El primer y segundo efecto indirecto se conocen como efecto *albedo de la nube* y efecto *tiempo de vida de la nube*, respectivamente (Haywood y Boucher, 2000). Las principales fuentes naturales de aerosoles corresponden a dimetilsulfuro (DMS), emitido desde los océanos, y SO_2 , liberado desde erupciones volcánicas. Ambas fuentes son de magnitudes equivalentes. Sin embargo las emisiones oceánicas se hacen a nivel de superficie mientras que, en la mayoría de los casos, las emisiones volcánicas son liberadas hacia la tropósfera libre o sobre la capa límite atmosférica.

	<i>Global</i>	<i>Hemisferio Norte</i>	<i>Hemisferio Sur</i>
Forzamiento Directo Total, [W/m^2]	- 0.65	- 0.89	- 0.41
Antropogénico [%]	39.6	47.1	23.1
Volcánico [%]	32.9	35.1	27.9
DMS [%]	25.8	16.7	45.8
Biomasa [%]	1.7	1.1	3.2

Tabla 4.7. Forzamiento radiativo anual directo y proporción de aporte de las diferentes fuentes. Tomado de Graf et al. (1997)

4.7 Aerosoles Volcánicos

Existen dos componentes principales de origen volcánico, que tendrán relevancia en la formación de aerosoles: emisión azufre gaseoso y de partículas (cenizas). El flujo de polvo volcánico hacia la atmósfera se ha estimado entre 4 a 10.000 Tg/año para la década de 1980 (Jones et al. 1994). El límite inferior representa actividad eruptiva continua no explosiva (que es dos órdenes de magnitud inferior a la emisión de polvo desde el suelo) mientras que el extremo superior es el orden de magnitud emitido durante una gran erupción. No obstante, el tiempo de vida en la estratósfera de estas partículas es sólo alrededor de uno a dos meses, debido a su eficiente remoción por sedimentación (NASA, 1992). Las emisiones gaseosas de azufre se producen principalmente en la forma de SO_2 habiendo estimaciones de H_2S entre 1 a 10% (aunque no tiene mayor relevancia debido a su rápida oxidación a SO_2 , proceso que ocurre en unos dos días en la troposfera y diez en la estratósfera). La estimación del flujo de azufre a la atmósfera se estima dentro del rango 7 – 20 Tg/año, considerando erupciones y desgasificación no eruptiva, como fumarolas. Estas estimaciones poseen un amplio rango de incertidumbre debido a pocas mediciones realizadas en las fuentes y a la amplia variabilidad en los estados de actividad de los volcanes.

Troposfera: Graf et al. (1997) sugieren que las emisiones volcánicas son de alta relevancia en el balance de aerosoles sulfato en la alta troposfera, donde pueden contribuir a la formación de partículas de hielo y así contribuir al efecto radiativo indirecto. De hecho, Sassen et al. (1995) han demostrado la formación de nubes tipo cirrus como consecuencia de erupciones volcánicas.

Mediante el uso de un modelo climático global, Graf et al. (1997) llegaron a la conclusión que el efecto radiativo asociado a sulfato derivado de la actividad volcánica, sólo es un poco menor al efecto derivado de emisiones antrópicas (tabla 4.8), aún considerando que las emisiones antrópicas son casi cinco veces mayores. La razón se argumenta en el hecho que las emisiones volcánicas se producen en considerables elevaciones, en la inmensa mayoría de los casos, aún durante eventos no explosivos éstas son emitidas a la troposfera libre, sobre la capa límite atmosférica. En estas alturas, los procesos de remoción son más lentos, teniendo el azufre volcánico mayor tiempo de residencia que el azufre antrópico. De hecho, se ha probado que éste domina en la capa límite, mientras que el volcánico lo hace en la troposfera media y alta (Graf et al. 1998). No obstante, se debe consignar que diferentes modelos muestran discrepancias con las conclusiones de Graf et al. (1997), tanto en el transporte vertical de azufre como en las concentraciones en la alta troposfera, estos resultados podrían ser fuertemente modelo-dependientes (IPCC, 2001).

Fuente	Emisión de Azufre %	Burden SO ₂ %	Burden SO ₄ %	Eficiencia	Forzamiento Directo en TdA %
Antrópica	65.6	46.1	37.1	0.56	40
Quema de Biomasa	2.5	1.2	1.6	0.64	2
Océanos (DMS)	18.2	17.8	25.3	1.39	26
Volcanes	13.7	34.9	36.0	2.63	33

Tabla 4.8: Balance global anual de azufre en Tg (¿? ó %) y porcentaje del forzamiento radiativo en el tope de la atmósfera, TdA (-0.65 W/m²). La eficiencia se define como la razón entre el burden relativo de SO₄ con respecto a la emisión relativa de azufre, ie. Columna3/columna4. (Tomado de Graf et al. 1997)

Estratósfera: Como se ha señalado, las erupciones lo suficientemente intensas como para traspasar la tropopausa, son capaces de inyectar gases y partículas en la estratósfera, aunque no son eventos muy comunes sus consecuencias son muy intensas en los años que siguen a la erupción. Como ejemplo, la bien documentada erupción del Pinatubo en 1991 produjo un forzamiento radiativo máximo de -4 W/m^2 , a principios de 1992, decayendo exponencialmente a -0.1 W/m^2 en un intervalo de 4 años. El registro histórico de SO₂ indica que, si bien un sólo evento puede inyectar sobre 100 Tg de SO₂, como el caso del Tambora en 1815, lo que tendría influencia climática considerable en cortas escalas de tiempo o incluso hasta decadales, observaciones tanto históricas como instrumentales no indican una tendencia definida en la frecuencia de erupciones altamente explosivas (Robertson et al., 2001), por lo que es poco probable que las emisiones volcánicas de este tipo jueguen un rol preponderante en el establecimiento de una tendencia de temperatura en largo plazo, aunque si pueden amplificar efectos de otras tendencias más definidas.

Si bien se han realizado estudios acerca del aporte de erupciones cataclísmicas a la estratósfera, la desgasificación no explosiva y erupciones moderadas tienen un efecto de largo plazo sobre la composición atmosférica y sus efectos químicos y radiativos son hasta la fecha poco comprendidos. Sin embargo, se ha sugerido que estas emisiones cuasi-permanentes pueden tener un impacto climático tan relevante como erupciones intensas (Graf et al. 1997). Por otro lado, Halmer y Schmincke (2003), han evaluado el impacto en la estratósfera de erupciones de moderada magnitud, basados en parámetros como flujo de masa en la erupción (lo que determina la altura de la columna), latitud, altura del volcán y la concentración de azufre en fase gaseosa. Concluyen que las erupciones de volcanes ubicados en el intervalo latitudinal entre los 0 y 30S serían las que con más alta probabilidad perturbarían la estratósfera, muy asociado a la altura de los volcanes en este sector, puesto que en hemisferio norte existen mayor cantidad de volcanes activos, en proporción 3:1. En otras regiones el aporte a la estratósfera

sería muy dependiente de la época del año en que ocurre debido a la altura de la tropopausa (especialmente en latitudes medias a altas).

En cuanto a la relación de perturbaciones en la capa de aerosoles producto de erupciones volcánicas con eventos El Niño/Oscilación del Sur (ENSO), Self et al. (1997) han mostrado que para los eventos El Niño más intensos de los últimos 150 años no existe correlación con erupciones volcánicas. En efecto, para los casos de grandes erupciones modernas que antecedieron a eventos El Niño (El Chichón, 1982, y Pinatubo, 1991), las erupciones habrían ocurrido posteriormente a las primeras evidencias de calentamiento en la temperatura superficial del océano. No obstante, sigue siendo un tema en discusión, puesto que recientemente Adams et al. (2003) han planteado una correlación estadística, considerando un intervalo de tiempo mayor, desde 1649 hasta el presente, basados en reconstrucciones paleoclimáticas y cronologías independientes de erupciones.

4.8 Efectos de volcanes en O₃ estratosférico

El máximo de concentración se encuentra cerca de los 20 km de altura. La capa de aerosoles está compuesta predominantemente por aerosoles sulfato y sus tamaños son submicrométricos. El rol del OCS como la principal fuente de la capa de aerosoles estratosférica fue propuesto por Crutzen (1976), puesto que el OCS es relativamente inerte en niveles troposféricos, la mayoría es transportado a la estratosfera donde es disociado fotoquímicamente y afectado por átomos de O y radicales OH. Producto de estas reacciones, se forma SO₂ que posteriormente se convierte en H₂SO₄. Los 500 ppt promedio en la troposfera para el OCS se mantiene casi constante hasta la tropopausa, sufriendo una fuerte disminución en la estratosfera, con sólo unos 10 ppt en 30 km.

El SO₂ inyectado a la estratosfera se convierte en H₂SO₄ por reacción con el radical OH, así las erupciones volcánicas conducen a un aumento en la capa de aerosoles estratosféricos. Bajo condiciones normales, la superficie disponible para reacciones se encuentra en el rango de 0.5 a 1.0 $\mu\text{m}^2\text{cm}^{-3}$. La erupción del Pinatubo en Junio de 1991 produjo un aumento de este valor de 20 $\mu\text{m}^2\text{cm}^{-3}$ en latitudes medias, incluso cinco meses después de la erupción, en la zona más concentrada de la capa de aerosoles, se reportaron 35 $\text{cm}^2\text{cm}^{-3}$ (Grainger et al. 1995). El tiempo requerido para que las concentraciones vuelvan a los niveles normales es de dos años. El incremento de superficie de aerosoles sulfato tiene profundos efectos en la disminución de ozono inducida por los ClO_x, puesto que reacciones heterogéneas de N₂O₅ y agua en la superficie de los aerosoles remueve efectivamente N₂O del sistema reactivo, habiendo menos N₂O disponible para reaccionar con ClO que forman la especie reservorio ClONO₂. Resultado de lo anterior, es que exista mayor concentración de ClO en las reacciones del ciclo ClO_x lo que potencia la disminución de ozono.

5. Mediciones Remotas de SO₂ del Volcán Lásca

5.1 Total Ozone Mapping Spectrometer (TOMS)

Descripción

Una poderosa herramienta para el estudio de las erupciones volcánicas fue descubierta casi por accidente después del lanzamiento de espectrómetro TOMS a bordo del satélite estadounidense Nimbus 7, puesto en órbita en 1978 y terminando su vida útil en Mayo de 1993. El TOMS fue originalmente diseñado para obtener mediciones de ozono a partir del albedo ultravioleta terrestre. Las mediciones de ozono de TOMS resultaron ser anormalmente altas luego de la erupción de El Chichón en 1982, debido a que el SO₂ absorbe radiación UV en las mismas longitudes de onda usadas para detectar ozono. Krueger (1983) desarrolló un algoritmo capaz de cuantificar SO₂, el cual fue mejorado por Krueger et al. (1995). Un segundo espectrómetro TOMS fue habilitado en el satélite soviético Meteor 4, lanzado en Agosto de 1991 y luego en el satélite norteamericano Earth Probe, puesto en órbita a fines de 1994.

La técnica básica consiste en el cálculo de una columna de área unitaria de SO₂. Idealmente la cantidad de gas entre el instrumento TOMS y la superficie terrestre, aunque para el caso de erupciones volcánicas, sólo son registradas aquellas erupciones suficientemente explosivas como para penetrar la estratósfera. La medición se realiza en unidades de (mAtm cm) mili atmósferas-centímetro, también conocidas como unidades Dobson, que representa el espesor unidimensional del total de moléculas del gas en la columna, llevadas a una presión de superficial de una atmósfera y a temperatura 0°C. Los rangos típicos de detección para las erupciones volcánicas van desde unos 20 a cientos de mAtm cm. La masa total de SO₂ asociada a una erupción se calcula mediante la multiplicación de la promedio de cada columna de una región por su área y por un factor de conversión (Symonds et al., 1994).

La órbita es sol-sincrónica haciendo una completa observación de la Tierra en 13.7 órbitas. Cada órbita consiste de una serie de detecciones de 2800 kilómetros de ancho en 35 pixeles. La resolución de cada píxel varía desde 50 km en el centro de la órbita (nadir) hasta unos 200 km en los límites de ésta. Cada detección demora unos 8 segundos en completarse, representando esencialmente una visión instantánea de las nubes volcánicas (A. Krueger, comunicación escrita). Salvo en altas latitudes, una región es observada una vez por día.

Es importante notar que estos espectrómetros no fueron óptimamente diseñados para medir directamente SO₂. Luego, el método usado en la cuantificación de las emisiones volcánicas posee tres tipos de incertidumbres: (1) errores en las mediciones asociados a cada píxel; (2) error en el tonelaje asociado a las nubes volcánicas y (3) errores en la extrapolación de la emisión original (Symonds et al., 1994).

Mediciones

Dos espectrómetros TOMS fueron capaces de detectar las emisiones de SO_2 debido a la erupción del volcán Láscar Abril de 1993, correspondiente a los que se encontraban a bordo de los satélites Nimbus 7 y Meteor 3, como se muestra en las figuras 5.1 y 5.2. Aunque utilizan esencialmente las mismas longitudes de onda ultravioleta en la detección de SO_2 , el TOMS Meteor 3 se encuentra en una órbita más alta que el TOMS Nimbus 7, (precessing orbit compared to Nimbus), teniendo una resolución ligeramente menor. A partir de esta información, se estimó que la masa de SO_2 liberada a la atmósfera entre el 19 y 20 de Abril de 1993 ascendió a 400 kton en total, con entre un 20 y 30% de error (Bluth et al., 1997).

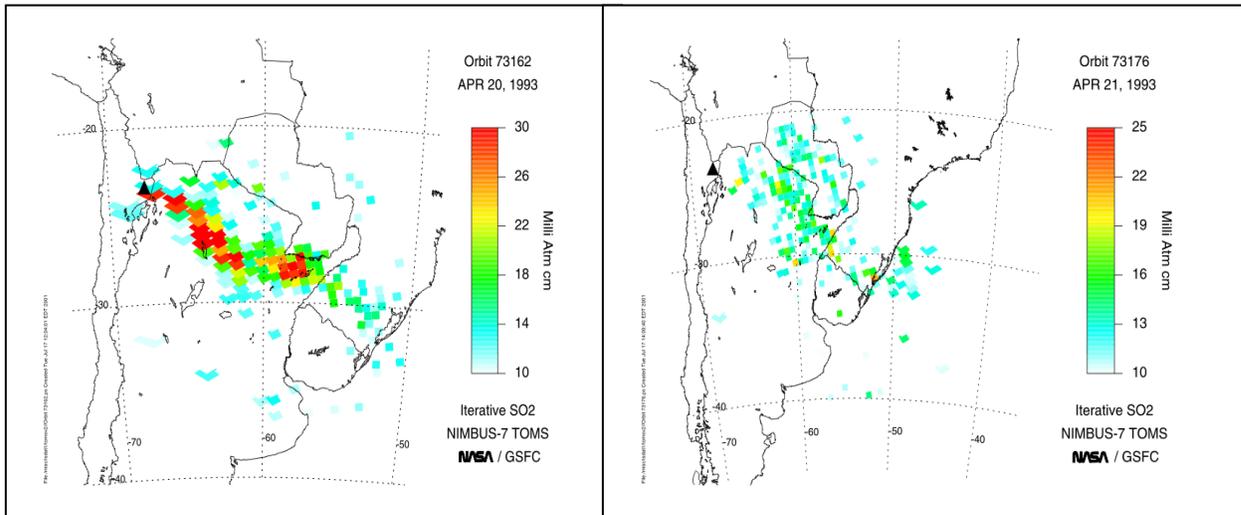


Figura 5.1: Mediciones espectrómetro TOMS aborde del satélite Nimbus 7, para el 20 y 21 de Abril de 1993.

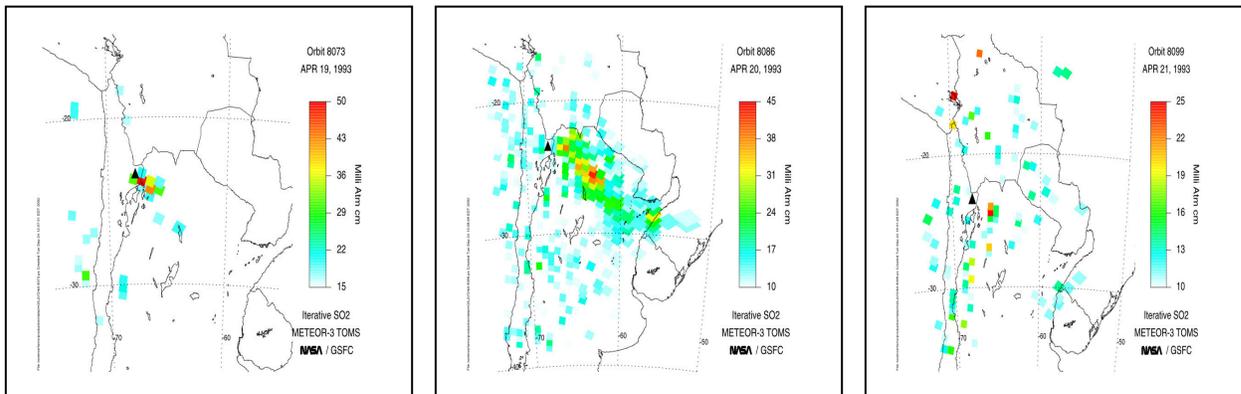


Figura 5.2: Mediciones espectrómetro TOMS aborde del satélite Meteor 3, para los días 19, 20 y 21 de Abril de 1993.

5.2 Microwave Limb Sounder (MLS)

Descripción

El microwave limb sounder (MLS) es un instrumento que permite obtener la concentración de varios compuestos en la estratósfera. Se encuentra a bordo del satélite norteamericano Upper Atmosphere Research Satellite (UARS). Comenzó sus mediciones a partir de Septiembre de 1991, detectando inmediatamente un fuerte remanente estratosférico de SO₂ asociado a la erupción del Monte Pinatubo (Read et al. 1993).

Mediciones

La figura 5.3 muestra mediciones MLS no publicadas del 21 y 22 de Abril de 1993 de SO₂ a niveles de 46 hPa y 100 hPa (aproximadamente 20 y 15 km de altura respectivamente). Los colores rojos indican abundancia de SO₂ de 20 ppb(v) o mayores, la cual es evidente para 46 hPa, lo que representaría inyección de azufre oxidado a la estratósfera. Por otro lado, se tuvo acceso a la información registrada por el satélite durante los días posteriores a la erupción. A pesar de que la resolución es bastante gruesa (200 Km) se construyó un perfil en longitud como se ilustra en la figura 5.4.

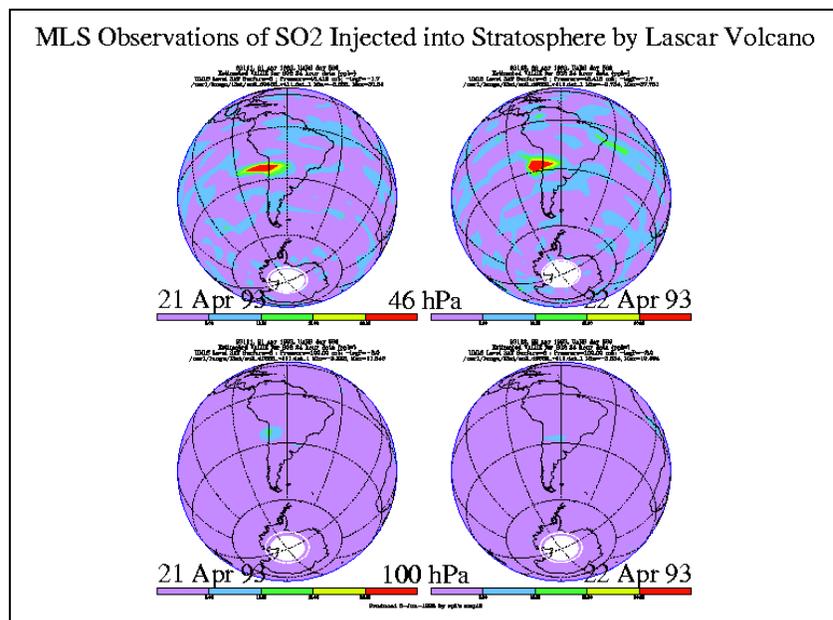


Figura 5.3. Mediciones MLS para 21 y 22 de Abril de 1993, en 46 y 100 hPa. Obtenido de <http://mls.jpl.nasa.gov>.

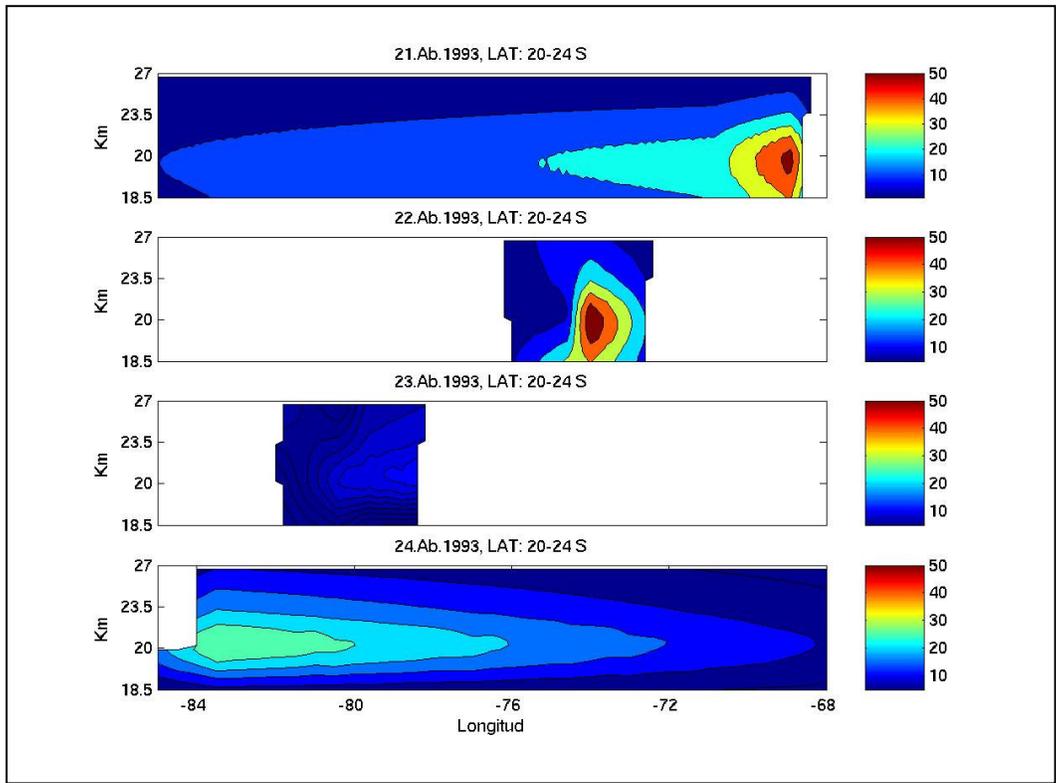


Figura 5.4. Perfil en longitud, en latitud entre 20 y 24°S, donde se muestran mediciones de SO₂ realizadas por el espectrómetro MLS. La concentración es en ppb(v).

Es interesante destacar que la inyección de SO₂ registrada por el satélite se produce principalmente a 20 km de altura y luego es desplazada en dirección Oeste, contrariamente a lo sucedido con las emisiones más baja. Esto se debe a la circulación de vientos en la estratosfera para el período de la erupción, lo que se ve ratificado por los datos disponibles del Climate Diagnostics Center del Servicio Meteorológico y Oceanográfico de Estados Unidos (NOAA).

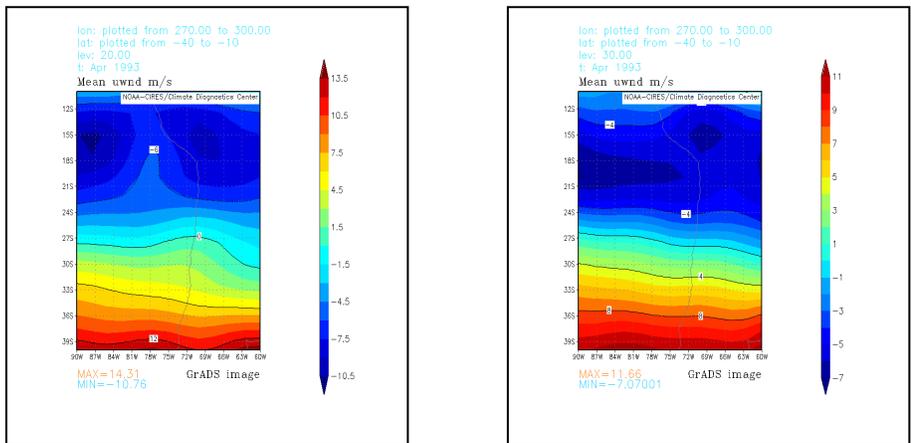


Figura 5.5. Vientos zonal promedio para Abril de 1993, en 20 y 30 hPa. Valores negativos indican que la dirección es hacia el Oeste. Obtenidos de NOAA-CIRES.

5.3 Espectrómetro de Correlación (COSPEC)

Descripción

De las especies gaseosas volcánicas más abundantes, el SO₂ es el que ha gozado de mayores avances en cuanto a las mediciones remotas. A partir de 1971, espectrómetros de correlación ultravioleta (COSPEC, fabricado por Barringer, Canadá) se han usado para estimar los flujos de dióxido de azufre desde emisiones volcánicas, teniendo como fuente de radiación ultravioleta la propia luz solar. Por esta razón, el instrumento no puede ser usado en condiciones de baja luz, como en las tardes, temprano en la mañana, o durante los inviernos de altas latitudes.

Este espectrómetro puede ser usado de varias maneras, ya sea desde fuentes en movimiento como aviones, automóviles y buques, o bien desde un punto fijo, mediante un trípode. En general, la mayor eficiencia de este instrumento se alcanza dentro de uno o dos kilómetros, puesto que al alejarse unos cinco kilómetros la atenuación del flujo por el polvo y aerosoles, comienza a ser significativa.

Un importante factor que influencia la calidad de la información recolectada con los COSPEC es la necesidad de contar con medidas de la velocidad del viento (responsable de la dispersión de los gases) y de la velocidad de ascenso de éstos. Se ha mostrado que la principal fuente de error en las mediciones COSPEC es la incerteza asociada al movimiento de la pluma volcánica, alcanzando entre el 20 a 50% de error. En general se realizan transectas perpendiculares al flujo para estimar los flujos.

Aunque los volcanes liberan SO₂ a tasas muy altas en eventos explosivos, éstas difícilmente pueden ser medidas mediante el uso de COSPEC, debido al gran tamaño de los penachos, la atenuación de la radiación ultravioleta por cenizas y aerosoles, problemas geométricos relacionados con medir en una trayectoria perpendicular a la pluma, y los riesgos obvios de acercarse a una erupción violenta. Así, el COSPEC es una herramienta útil para el estudio de eventos poco explosivos, actividad efusiva y para desgasificación continua. Los flujos más altos medidos son 32.000 ton/días para el Kilauea, 25.000 ton/día para el Etna y 24.000 ton/día para el Augustine. (Symonds et al., 1994).

Mediciones

Andres et al (1991) presenta los resultados de 99 mediciones realizadas sobre el penacho, con un espectrómetro de correlación ultravioleta (COSPEC IV), realizadas a mediados del mes de Noviembre de 1989, obteniendo los siguientes flujos de SO₂ (tabla 5.1):

	[Ton / día]
Mínimo	540
Máximo	6970
Promedio	2300 ± 1120 (1σ)

Tabla 5.1. Flujos de SO₂ obtenidos por Andres et al (1991) para el Volcán Láscar, durante Noviembre de 1989.

A partir de estas mediciones se obtuvo una periodicidad de los flujos de SO₂ de 3 a 8 minutos, concomitantemente con el penacho. Como consecuencia de estos resultados, se infiere que un cuerpo magmático somero dentro del volcán Lascar, aporta a la exsolución gaseosa, ya que si se supone que la concentración de gases proviene del volumen de magma extruido, los flujos medidos debieran ser muy inferiores (Andres et al. 1991, Matthews et al. 1997).

6. Modelación

6.1 Meteorología

Los datos meteorológicos usados para la modelación, fueron obtenidos del Centro de Pronóstico del Tiempo Europeo (European Centre for Medium Range Weather Forecast, ECMWF) y consisten en campos con variables meteorológicas representativas cada 6 horas. Alguna de la información que contienen estos archivos se detalla en las tabla 6.1 :

Variable	Unidad	Variable	Unidad
Temperatura	K	Presión en superficie	Pa
Viento Zonal	m/s	Precipitación Convectiva	$\text{Kg m}^{-2} \text{seg}^{-1}$
Viento Meridional	m/s	Precipitación Estratiforme	$\text{Kg m}^{-2} \text{seg}^{-1}$
Humedad Específica	Kg/kg	Altura Geopotencial	m
Información Multi Nivel (ie., para todos los niveles verticales)		Información en Nivel O (ie., un dato por grilla horizontal)	

Tabla 6.1: Principales variables meteorológicas contenidas en los campos ECMWF.

Se tienen dos conjuntos de datos, representativos para los dos escenarios a modelar: 1 al 30 de Noviembre 1989 (Fumarolas) y 15 de Abril al 15 de Mayo 1993 (Erupción). Una forma de validar estos datos es la comparación con información observada. Dentro del dominio espacial de interés, se han realizado sondeos meteorológicos diarios (12 UTC) en el Aeropuerto Cerro Moreno, al norte de la ciudad de Antofagasta. Para este punto y entre las variables que se registran, se procedió a comprar los valores observados para esas fechas con la información de los campos meteorológicos ECMWF.

Las variables contrastadas son: Temperatura (figura 6.1), Humedad Específica en los niveles más bajos (figura 6.2), viento zonal, el que es positivo cuando tiene dirección W-E, (figura 6.3) y viento meridional, positivo en dirección S-N (figura 6.4).

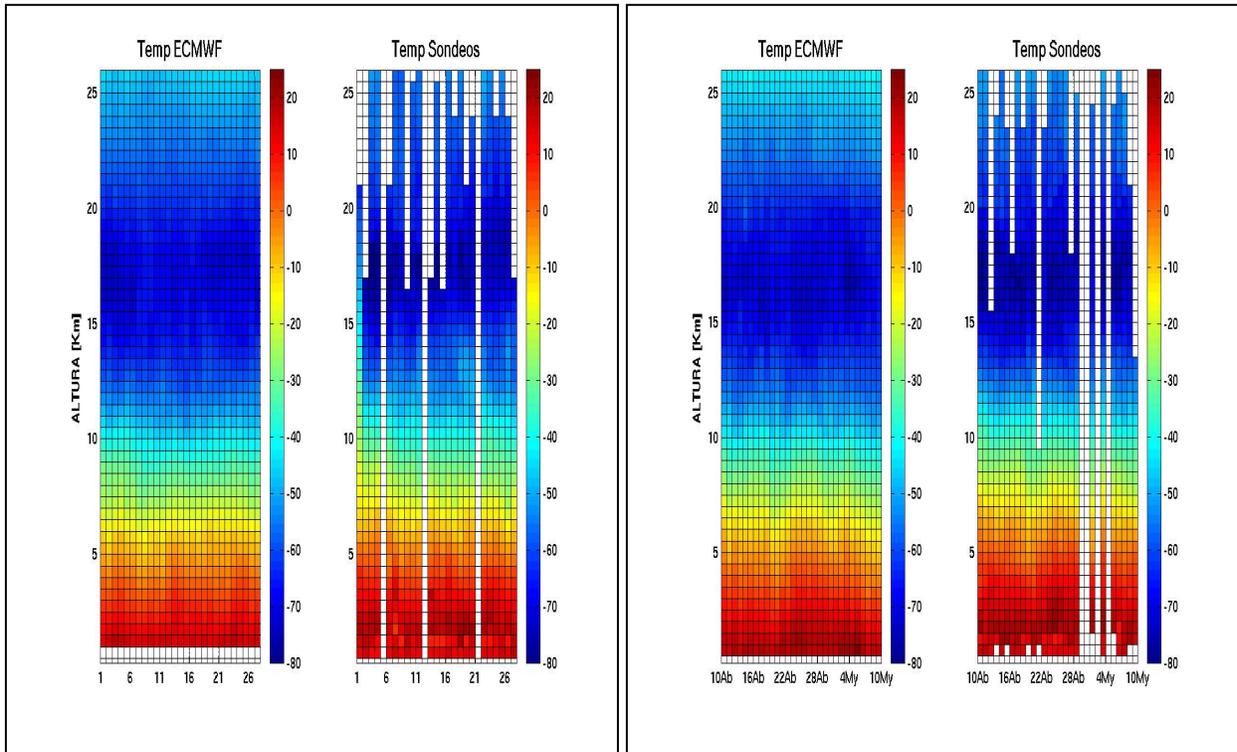


Figura 6.1: Comparación (ECMWF v/s sondeos) de la temperatura para Noviembre de 1989 y Abril-Mayo de 1993.

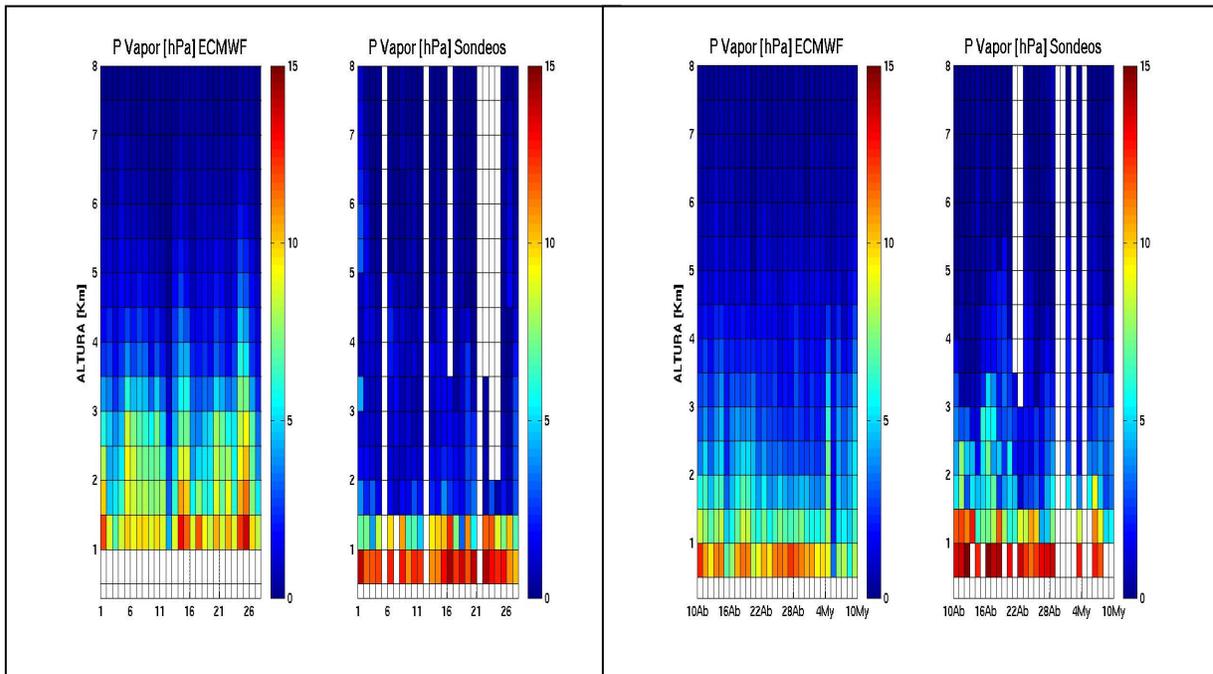


Figura 6.2: Comparación de la humedad (como presión de vapor) para Noviembre de 1989 y Abril-Mayo de 1993.

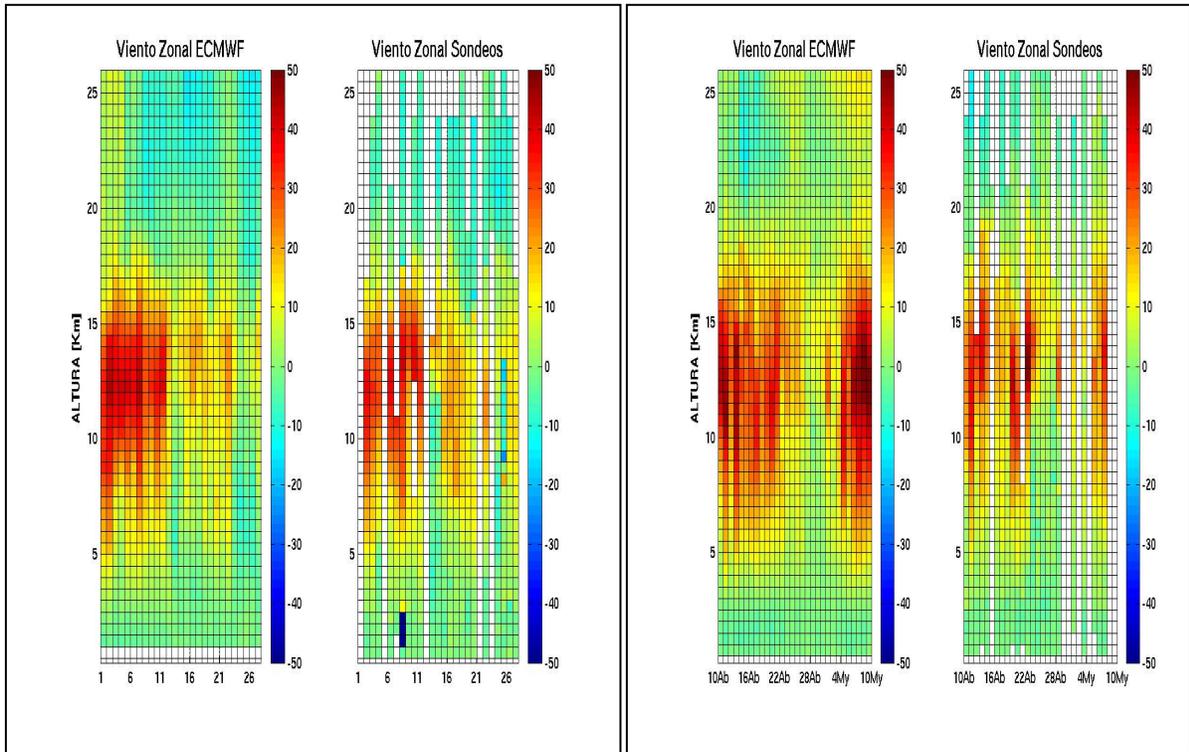


Figura 6.3: Comparación del viento zonal (positivo en dirección oeste-este) para Noviembre de 1989 y Abril-Mayo de 1993.

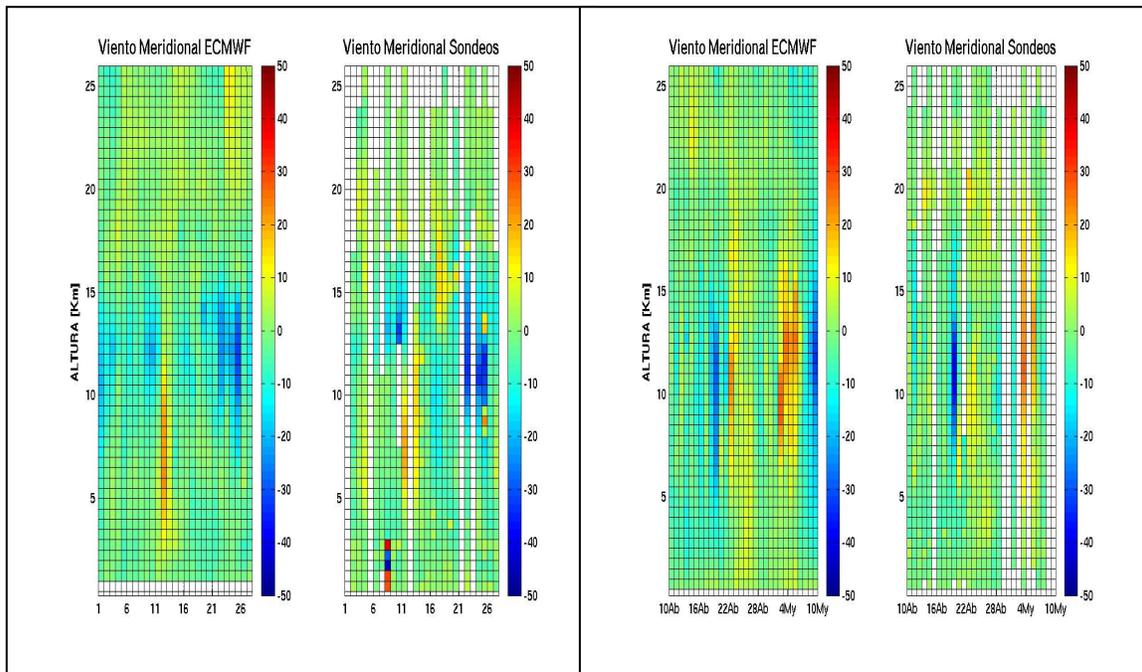


Figura 6.4: Comparación del viento meridional (positivo en dirección sur-norte) para Noviembre de 1989 y Abril-Mayo de 1993

Los resultados indican que las variables de los campos ECMWF resultan estar bastante acordes con las observaciones de los sondeos de Cerro Moreno. No obstante la humedad es que la que tiene mayores discrepancias, probablemente debido a la dificultad de medirla y de representarla en modelos meteorológicos.

Por otro lado, los valores de viento presentan un ciclo diario en altura que ha sido observado por Rutllant et al. (2003) para 1997 y 1998 en la algunos puntos cerca de la ciudad de Antofagasta. Aunque no corresponde a período en el cual se disponen campos meteorológicos, la tendencia observada es consecuente.

Como se mencionó, la información meteorológica posee una resolución temporal de seis horas, para ambos períodos. En cuanto a la resolución espacial existen diferencias entre Noviembre de 1989 y Abril de 1993, aunque la resolución horizontal de 1 grado de latitud por 1 grado de longitud, lo que equivale a unos $111 \times 105 \text{ km}^2$ en 20°S y a unos $111 \times 97 \text{ km}^2$ cerca de los 30°S , es la misma para ambos períodos, la resolución vertical es distinta. La atmósfera (hasta 20 hPa) se encuentra dividida en 31 niveles para Abril de 1993, mientras que para Noviembre de 1989 en sólo 19 niveles. En estos niveles es donde se realizaran los cálculos del modelo.

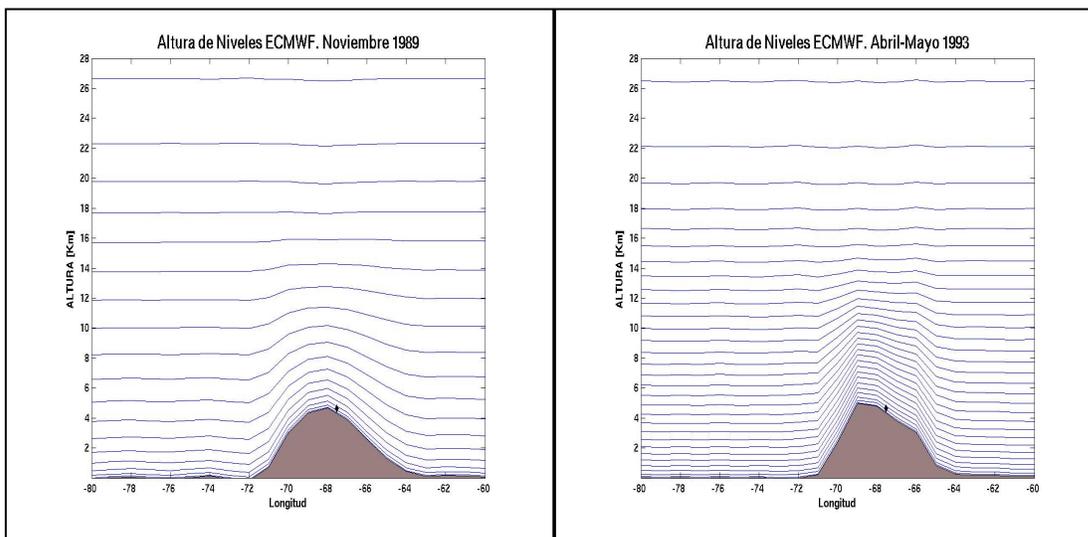


Figura 6.5. Altura de los niveles de los campos meteorológicos para Noviembre de 1989 y Abril de 1993.

6.2 Química y Transporte

Para realizar la modelación de los compuestos SO_2 y SO_4 se utilizó el modelo MATCH, siglas de Multiscale Atmospheric Transport and Chemistry Model, (Robertson et al., 1996; Robertson et al., 1999), desarrollado por especialistas del instituto meteorológico e hidrológico sueco (Swedish Meteorological and Hydrological Institute, SMHI). Este modelo ha sido utilizado en Chile para una serie de estudios ambientales relacionados con la química atmosférica (Olivares et

al., 2002, Gallardo et al., 2002, Huneus 2003) asociadas principalmente a las emisiones de azufre oxidado proveniente de fuentes antrópicas. Actualmente se encuentra en operación en el Centro de Modelamiento Matemático de la Universidad de Chile, en el marco de cooperación científica entre Chile y Suecia.

Estructura:

El modelo de transporte MATCH corresponde a un modelo tridimensional off-line, que quiere decir que los datos meteorológicos, de superficie y en altura, son tomados desde una fuente externa, alimentando el modelo en intervalos regulares de tiempo, que en este caso ascienden a seis horas (campos ECMWF). Estos datos son interpolados en el tiempo, para de esta manera obtener información horaria. El modelo es del tipo euleriano, lo que significa que la ecuación de continuidad es resuelta para todo el dominio de integración.

El viento vertical es calculado internamente, de manera de asegurar la consistencia de la conservación de la masa durante el transporte atmosférico. El modelo incluye módulos de emisiones puntuales y de área, deposición seca y húmeda, difusión vertical, transporte convectivo, advección, entre otros varios esquemas químicos. La entrada se le asigna mediante una lista de parámetros, que incluyen los archivos GRIBS que alimentarán la meteorología del modelo, las emisiones, características de la fuente, compuestos, entre otros.

Los procesos en la capa límite, como flujos de deposición y mezcla vertical turbulenta, se describen por la velocidad de fricción superficial, el flujo de calor sensible en la superficie y la altura de la capa límite. El flujo de deposición seca es proporcional a la concentración del compuesto e inversamente proporcional de la suma de la resistencia aerodinámica y de superficie. La deposición húmeda se parametriza por un coeficiente de lavado (scavenging) y la precipitación en superficie. Los procesos de transporte turbulento en el plano horizontal se desprecian frente a las magnitudes de la advección, considerándose sólo los procesos de transporte turbulento en la vertical. El transporte por convección profunda no está considerado en esta versión del modelo, resolviéndose por medio de una aproximación de primer orden en la intensidad de los flujos turbulentos de la teoría de la longitud de mezcla (Huneus, 2003).

Las sustancias que se analizarán (trazas) son representadas mediante razones de mezcla, ya sea en masa como en volumen, y las condiciones de borde (en cuanto a concentración) se tratan de igual manera que los datos meteorológicos, esto es, alimentándose cada seis horas e interpoladas en el tiempo. Las condiciones iniciales de las concentraciones, son ingresadas como campos tridimensionales o como emisiones de superficie. El modelo permite un número arbitrario de compuestos químicos.

El modelo es flexible en cuanto a su resolución espacial, encontrándose definido principalmente por los datos meteorológicos de entrada. Para el caso de la resolución vertical, está se encuentra definida por la coordenada híbrida η , la

que es una combinación lineal de la presión y la coordenada vertical sigma ($\sigma_i = p_i/p_s$), de modo que cerca de la superficie la coordenada η se aproxima a la topografía y en altura a la presión.

$$\eta_i = 1/p_s * (\alpha(p) + \beta(\sigma)p_s)$$

Luego, la presión en el nivel k-ésimo vendrá expresado por:

$$p_k = a_k + b_k p_s$$

Donde los coeficientes a,b son entregados por los datos meteorológicos de entrada y p_s es la presión superficial. La razón de esta formulación se debe a que soluciona el problema del tratamiento de las condiciones de borde sobre la superficie del terreno, ya que las coordenadas siempre siguen la topografía, asociándose $\eta = 1$ con la superficie. El transporte horizontal se realiza sobre la base de una grilla Arakawa C, mientras que el viento vertical y los coeficientes de intercambio son escalonados verticalmente, como se muestra en la figura: (Robertson et al., 1999)

Figura 1 de Robertson et al. 1999.

El modelo trata a las emisiones como fuentes puntuales o fuentes de área. Los compuestos se introducen en cualquier altura, incluso en diferentes alturas al mismo tiempo. Las especies se distribuyen en la vertical por medio del transporte de un penacho gaussiano, basados en parámetros de emisión como temperatura de emisión, flujo volumétrico, diámetro de la chimenea, entre otros.

Ecuaciones básicas:

En el marco de un modelamiento euleriano, la conservación de la masa para un volumen dado, es determinada por el intercambio total con el espacio alrededor, a lo largo de los límites del volumen y por la contribución interna de fuentes y sumideros. En coordenadas verticales de presión y asumiendo relación hidrostática, esta ecuación de continuidad viene dada por:

$$\partial/\partial t \int \mu d\Omega = \int (-v_n \cdot \mu) dA + \int s d\Omega$$

Donde Ω es el volumen, $d\Omega = dx dy dp$, A es el área de la grilla y μ es la razón de mezcla instantánea del compuesto, v_n es el campo instantáneo tridimensional de la velocidad del viento y s es la suma instantánea de las fuentes y sumideros. Luego de discretizar estas ecuaciones, la conversión a coordenadas η se realiza por medio de la sustitución de $\Delta p = \partial p / \partial \eta \Delta \eta$ y por la velocidad vertical $\omega = \partial p / \partial t = \eta \cdot \partial p / \partial \eta$.

Diagrama de flujo del modelo MATCH. Robertson et al. 1999

Química del Azufre Oxidado:

El módulo químico usado para el azufre oxidado, corresponde a un módulo lineal que considera el azufre en forma de dióxido de azufre y sulfato. Se considera al SO₂ como la fracción gaseosa del azufre, mientras que el sulfato considera la fracción gaseosa ácida H₂SO₄ y sulfato como material particulado SO₄⁻² (Olivares,

2001). La oxidación de SO_2 a ácido sulfúrico y sulfato es parametrizada por medio de una constante de reacción compuesta donde se considera separadamente la oxidación en fase gaseosa, a través del radical hidroxilo (OH) y las reacciones que ocurren en fase líquida con ozono y peróxido de hidrógeno (Olivares, 2002).

6.3 Emisiones asociadas al Volcán Lászar

Para los casos estudiados, las condiciones iniciales de concentraciones fueron asumidas en cero, en parte a la falta de información disponible al respecto y también por las altas concentraciones emitidas.

Fumarolas

Para el caso de las fumarolas, la emisión que se consideró representativa es la publicada por Andres et al. (1991), realizada con un espectrómetro de correlación COSPEC IV durante los días 15 y 16 de Noviembre de 1989. Se consideró una temperatura inicial de salida de 700°C (Oppenheimer et al., 1991) y luego de 300°C , (Tassi et al., 2003) pero no se observaron diferencias considerables en su dispersión en escala regional. Variables morfológicas del volcán, como diámetro del cráter, altura, etc., fueron obtenidas de la literatura sobre el Lászar. Se asumió que la emisión de azufre oxidado total ($\text{SO}_2 + \text{SO}_4^{-2}$) corresponde a un 95% de SO_2 lo que coincide con las emisión reportadas por Andres et al. (1991) y a un 5% de SO_4^{-2} lo que significa un total de 61 ± 20 [Mg/d]. Recientemente se han estado realizando mediciones en el volcán Lászar por equipos de vulcanólogos, donde han registrados mediciones de partículas, esencialmente sulfato, que alcanzan el orden de 78 [Mg/d] (Rodríguez et al., 2003), lo cual se encuentra dentro del rango asumido. En cuanto a las emisiones de H_2S , que en algunos casos son considerablemente altas (e.g. El Chichón), se asumieron despreciables, ya sea por su rápida conversión a SO_2 en condiciones ambientales o bien por su baja concentración en este tipo de volcanes, lo que se ha visto corroborado por las primeras muestras de gases de las fumarolas de volcán (Tassi et al., 2004).

Erupción

Para simular la erupción, se realizaron ejercicios para tres casos, con el fin de acercarse mejor a la dinámica de la erupción, basándose en observaciones y mediciones satelitales. Puesto que el MATCH no es un modelo concebido para el estudio de una columna volcánica con sus procesos asociados, los ejercicios son simplificaciones para rescatar el efecto regional de las emisiones de azufre oxidado a la atmósfera.

Caso1: Emisión constante durante 37 horas, a nivel de superficie y con una temperatura de 700°C .

Caso2: Emisión constante pero concentrada en sólo 6 horas. Temperatura de salida, 700°C .

Caso3: Idem a caso 1, pero inyectado directamente a una altura de 18 kilómetros sobre el cráter con temperatura ambiente igual a -50°C .

Para todos los casos se asumió, al igual que para las emisiones de fumarolas, un 95% de SO_2 y un 5% de SO_4^{-2} .

7. Resultados

7.1 Erupción subpliniana 19 y 20 de Abril de 1993

Caso 1: Emisiones de azufre a la atmósfera en 37 horas en superficie, con $T = 700^{\circ}\text{C}$.

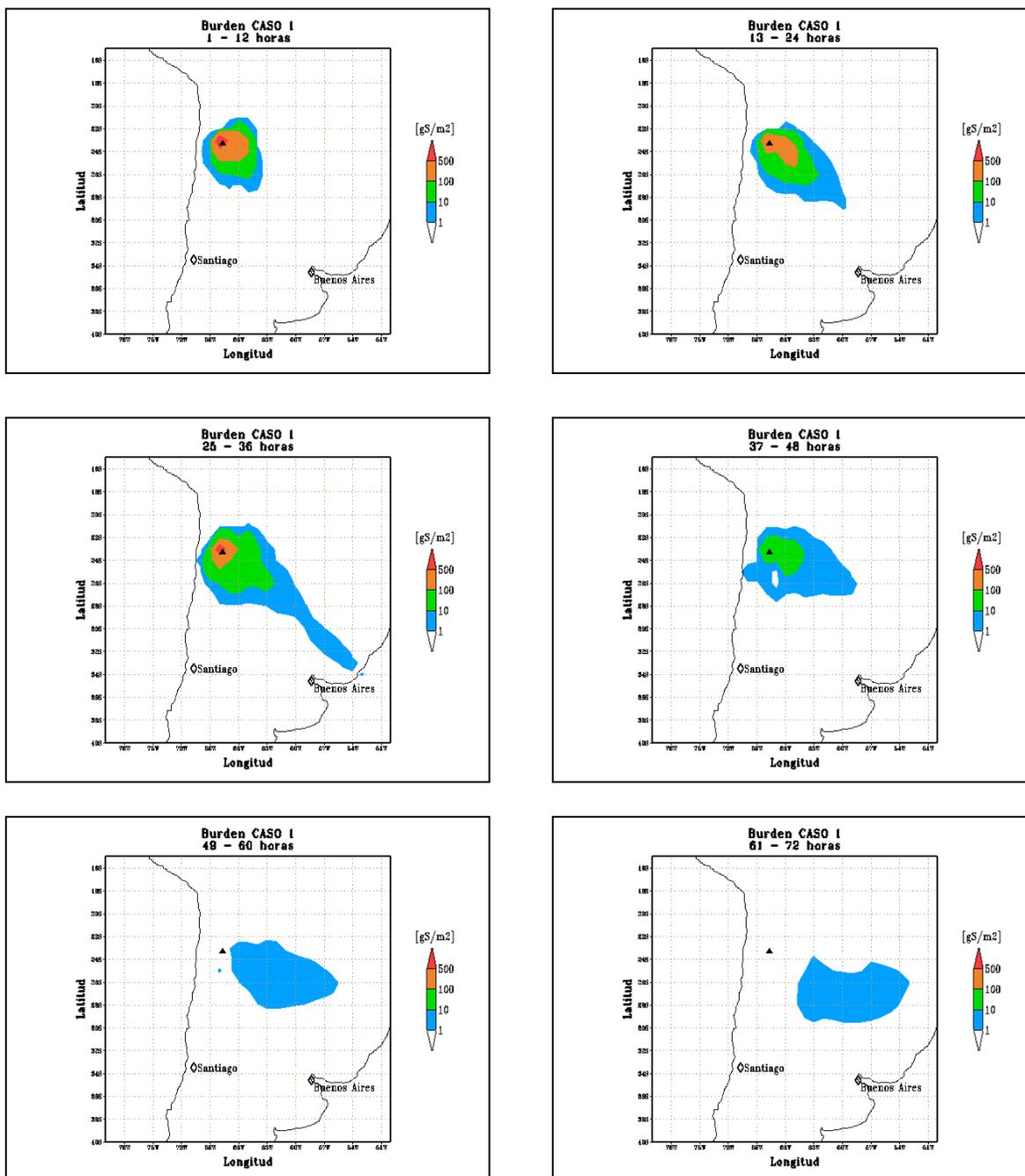


Figura 7.1: Evolución de la carga de azufre en la atmósfera para el caso 1 en intervalos de 12 horas.

Este caso representa bastante bien el patrón de dispersión en comparación con las observaciones de la dispersión de ceniza eyectadas del volcán (figura 3.2) y con las mediciones inferidas de los espectrómetros TOMS (figuras 5.1 y 5.2). La principal diferencia es que los máximos registrados por TOMS se encuentran en ocasiones alejados del volcán, mientras que en la modelación siempre están cercanos a éste. Probablemente esto se deba a que los satélites realizan las mediciones en un momento determinado, mientras que los salidas del modelo son cada una hora, y se promedia en base a esto.

Caso 2: Emisiones de azufre a la atmósfera concentradas en 6 horas, con $T = 700^{\circ}\text{C}$.

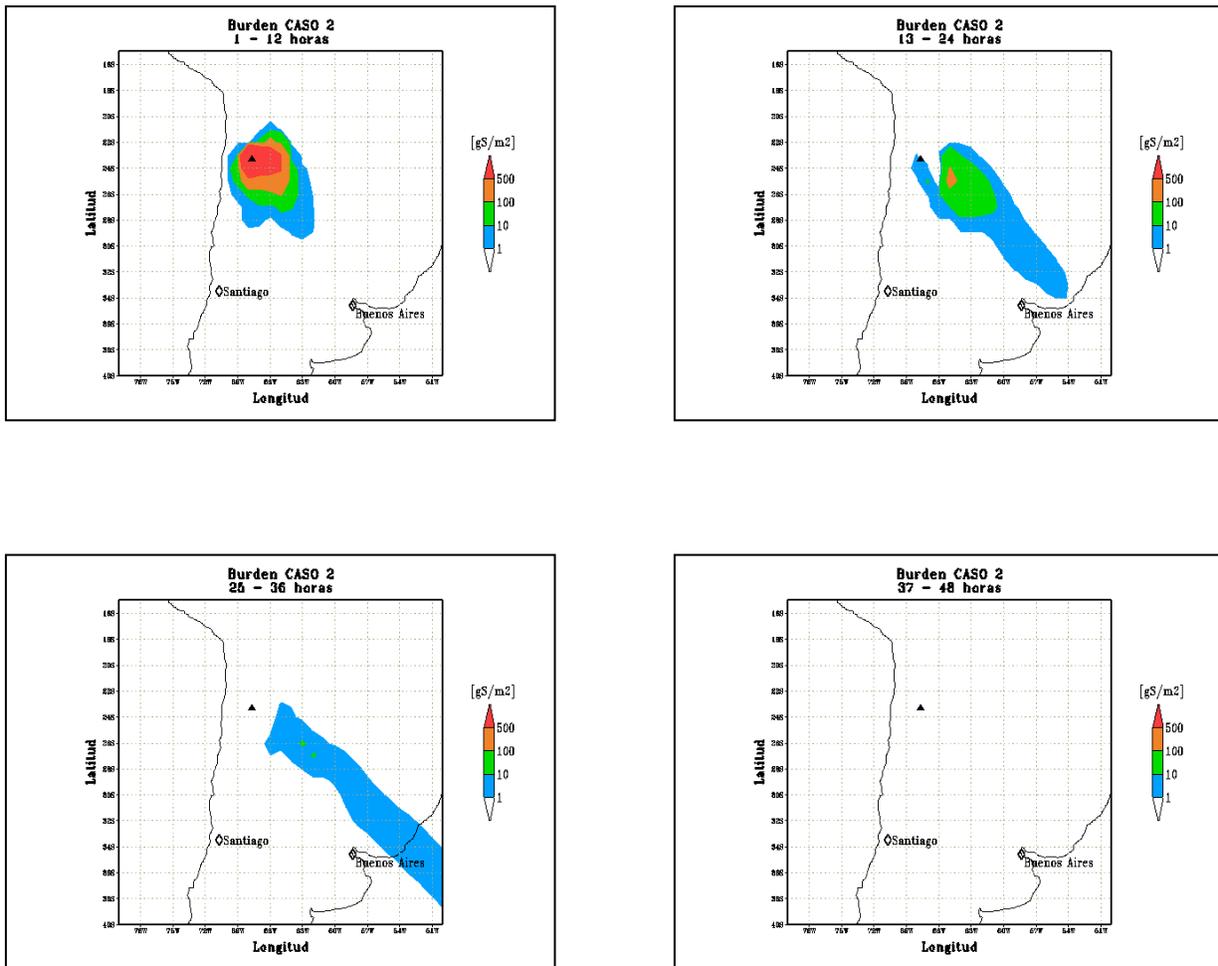


Figura 7.2: Evolución de la carga de azufre en la atmósfera para el caso 2 en intervalos de 12 horas.

Se observa la rápida remoción del azufre de la región puesto que luego de 37 horas después de ocurrida la erupción ya no se registran cantidades que sobrepasen 1 mg/m^2 , aunque la carga inicial es muy alta. La dispersión parece

seguir el mismo patrón que la modelación del caso 1, lo que se acorde con las imágenes satelitales.

Caso 3: Idem caso 1, pero emisión a 18 km de altura y $T=T_{amb}$.

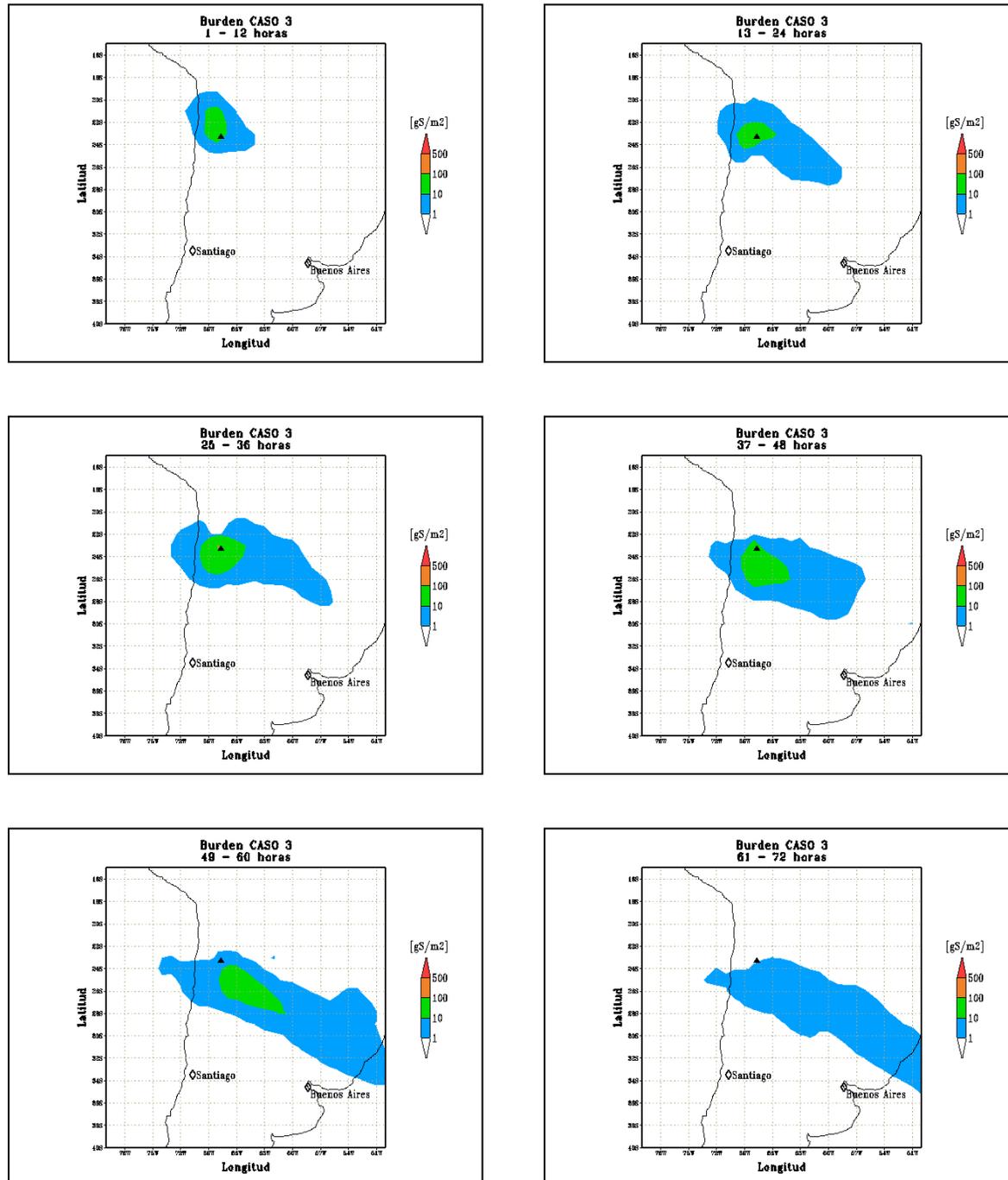


Figura 7.3: Evolución de la carga de azufre en la atmósfera para el caso 3 en intervalos de 12 horas.

En este caso la dispersión es distinta, lo cual tiene directa relación con el cambio en los campos de vientos en altura. A diferencia de los casos 1 y 2, es posible observar que la zona mayores concentraciones no se encuentra necesariamente hacia el este del volcán, lo cual tiene cierta correspondencia con el análisis de los datos del espectrómetro MLS. También llama la atención el hecho de no observarse altas concentraciones quizás porque la intensidad de los vientos produce una más rápida dispersión o debido a que el azufre es sacado rápidamente del sistema bajo esas condiciones atmosféricas.

Puesto que la simulación del estilo caso 1 representa de mejor manera la dispersión espacial y temporal en escala regional, se procedió a calcular los flujos de deposición asociados a éstas emisiones (figura 7.4), poniendo particular énfasis en la deposición registrada por el modelo en el Monte Illimani (16°37'S, 67°46'W), en Bolivia, y en el Cerro Tapado (30°08'S, 69°55'W), donde se realizaron análisis de la concentración de sulfato de testigos de hielo (De Angelis et al., 2003 y Ginot et al., 2002, respectivamente)

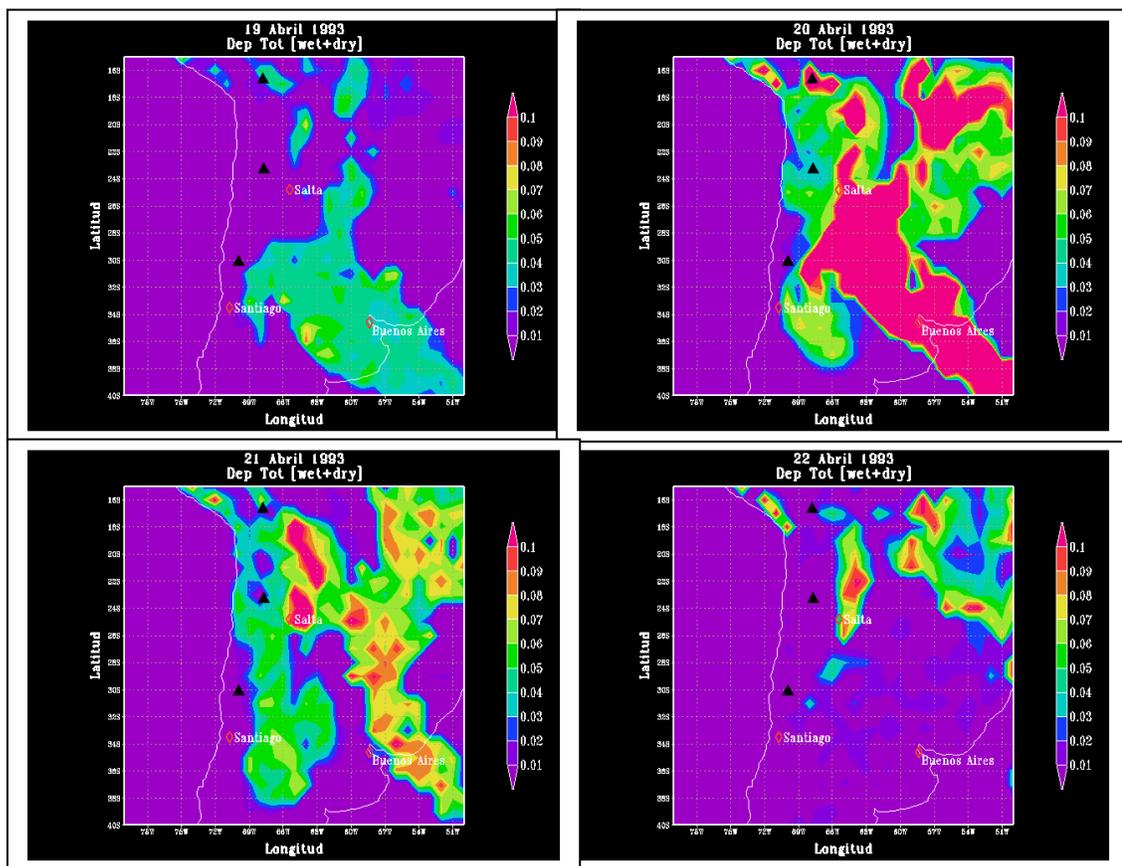


Figura 7.4: Flujos de deposición total para los días de la erupción y posteriores. Se destaca la ubicación del Monte Illimani (triángulo superior), el Volcán Láscar (triángulo central) y el Cerro Tapado (triángulo inferior).

La figura 7.4 evidencia que existe deposición en la zona donde se encuentra el Monte Illimani, principalmente para el día 20 de Abril. En contraste, menores deposiciones se aprecian para la zona del Cerro Tapado. Los valores de estas deposiciones se esquematizan en la figura 7.5, donde se muestra también la proporción de deposición húmeda y seca respectivamente.

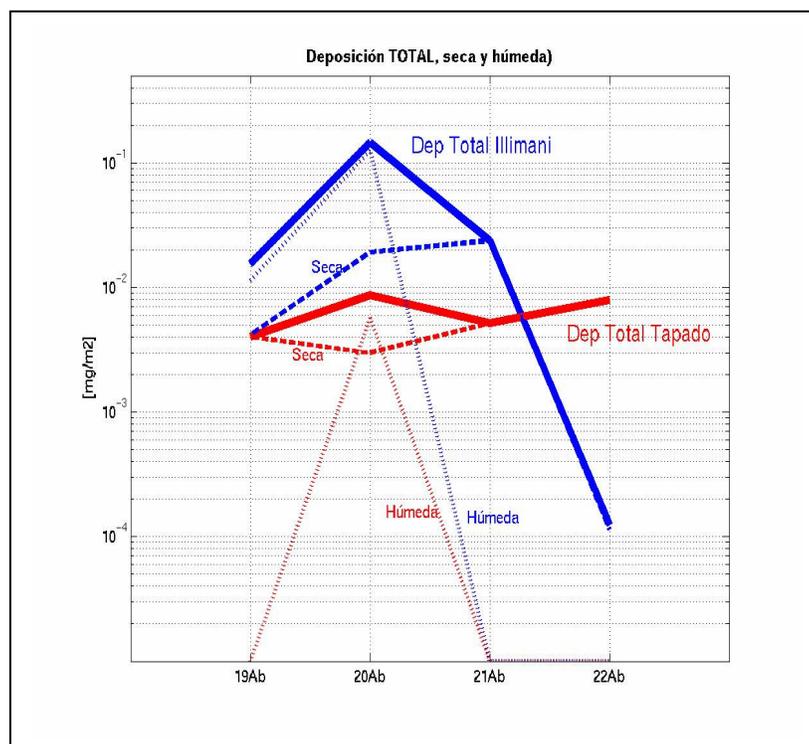


Figura 7.5: Deposición seca, húmeda y total calculada para el Monte Illimani y el Cerro Tapado.

Estos resultados parecen consecuentes con las mediciones realizadas en los glaciares de estas montañas, ya que en el Illimani se encuentra un máximo de sulfato asociado a la erupción del Láscar, mientras que el Tapado no hay tal evidencia (figura 7.6). Sin embargo para cuantificar estos valores de manera de concluir si son representativos, se necesitan algunos parámetros de los que no se disponen a la fecha, como el espesor de hielo en el cual se determinó la existencia del máximo de sulfato.

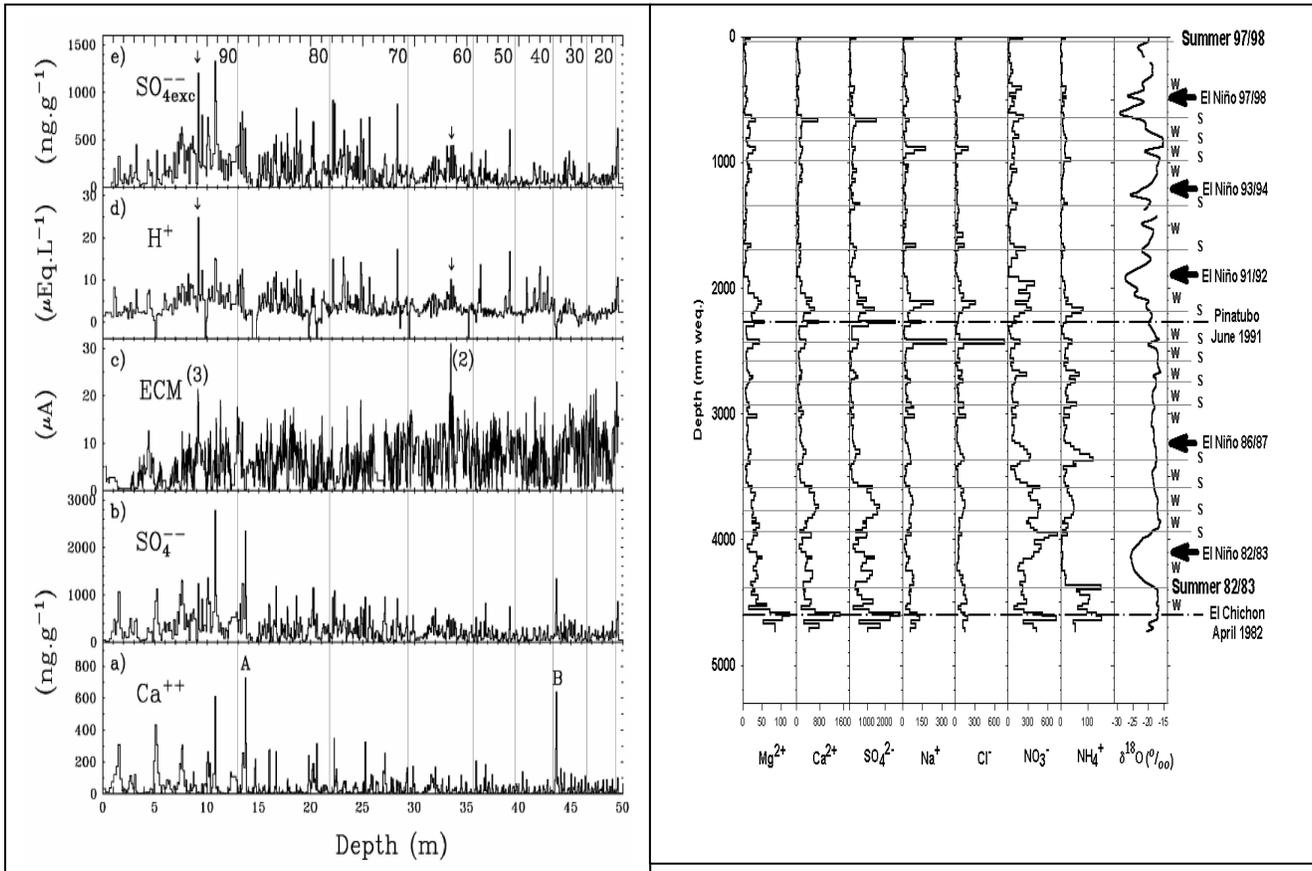


Figura 7.6: Análisis químico de testigos de hielos para el Monte Illimani (izquierda) y el Cerro Tapado (derecha). Nótese que para el Illimani hay dos máximos de sulfato posterior a 1990 (escala superior), los que estarían asociados con las erupciones del Pinatubo y Láscar, el que se indica con una flecha. Tomado de De Angelis et al. (2003) y Ginot et al., (2002) respectivamente.

7.2 Emisiones Fumarólicas del Lászar

Si bien no se cuenta con algún método de validación, como en el caso de los testigos de hielo para la erupción de Abril de 1993, el modelo ha sido validado en varios estudios de emisiones antrópicas que se asemejan, en cierto modo, a la desgasificación por fumarolas de un volcán. Una particularidad de estas emisiones es que, si bien, resultan ser órdenes de magnitud inferiores a las producidas en un solo evento explosivo, éstas son relativamente constantes, por lo que el impacto acumulado puede ser relevante para procesos atmosféricos, tanto meteorológicos como climáticos.

Estas emisiones provienen de la exsolución, producto del ascenso, de gases que se encontraban en solución desde cuerpos magmáticos o bien del escape de compuestos presentes en una fase gaseosa en equilibrio con el magma. Un modelo de este tipo de procesos es presentado por Stevenson y Blake (1998), donde se define un ciclo que estaría permanentemente aportando gases a niveles someros, cercanos al cráter del volcán (figura 7.7).

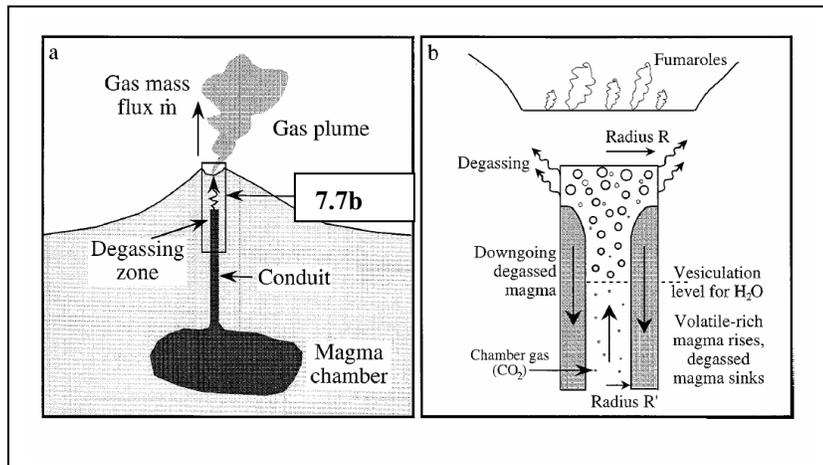


Figura 7.7: Modelo de desgasificación por fumarolas. **(a)** un conducto cilíndrico, relleno con magma conecta una cámara profunda con niveles someros. **(b)** representación de la zona de desgasificación. El conducto tiene un radio R , el magma rico en volátiles asciende por el cilindro de radio R' . Sobre el nivel de vesiculación, se crean burbujas permitiendo la desgasificación, dejando un magma sin volátiles y relativamente más denso que desciende, forzando al magma rico en volátiles a ascender. (Tomado de Stevenson y Blake, 1998).

Los resultados de la modelación realizada se exponen en las figuras siguientes.

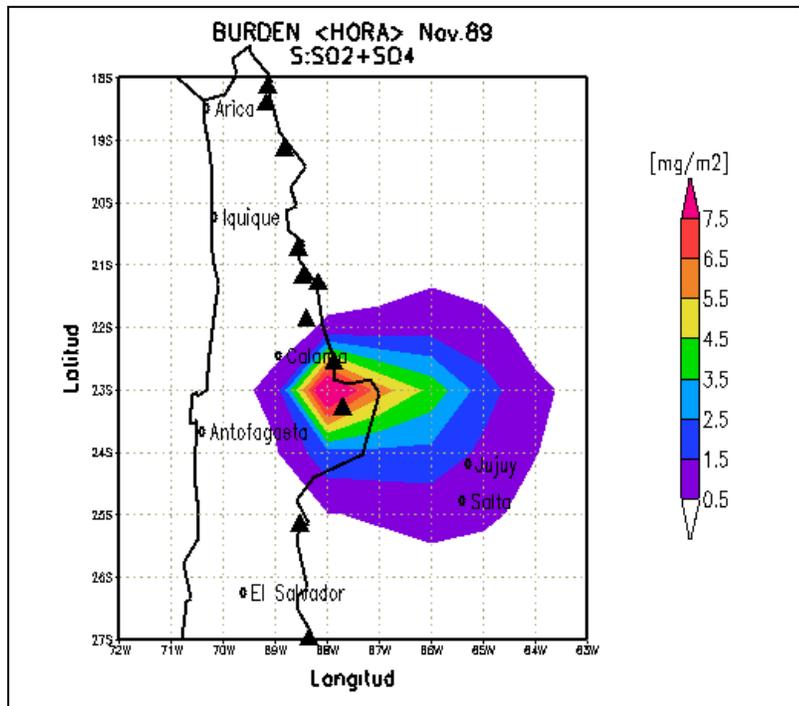


Figura 7.8: Promedio horario de la carga de azufre en la atmósfera, para Noviembre de 1989. Se observa un claro patrón de dispersión hacia el Este.

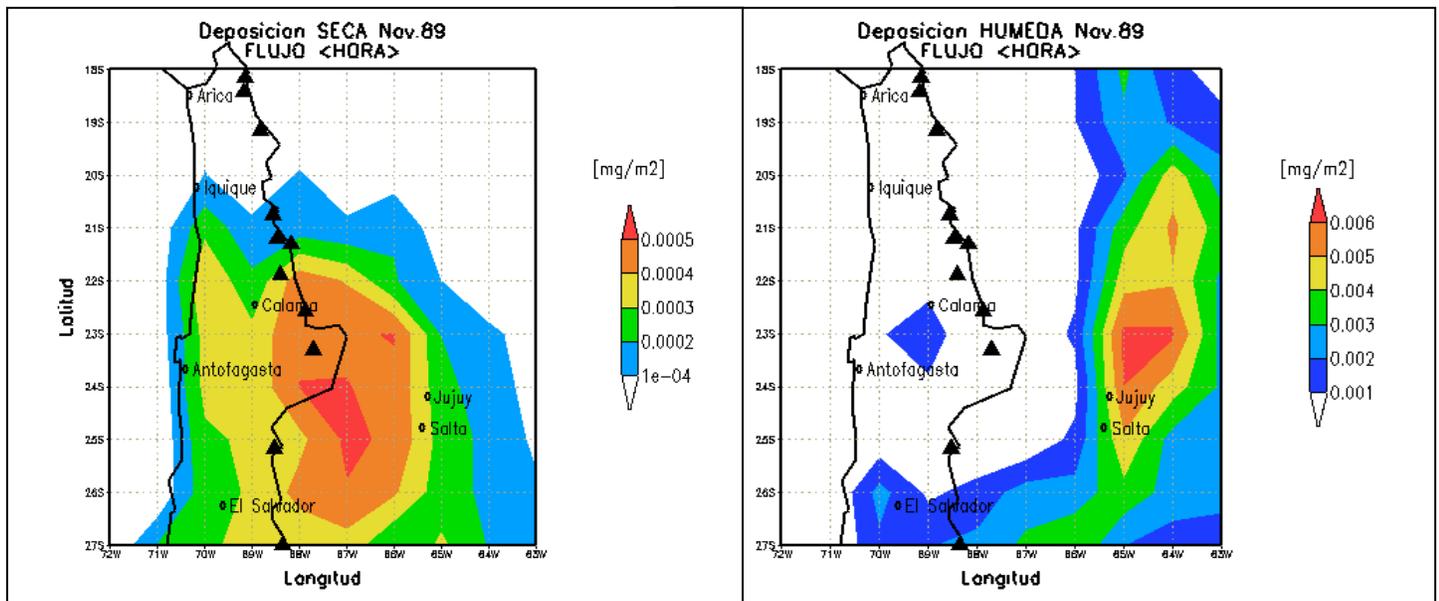


Figura 7.9 : Promedio horario de la deposición seca y húmeda de azufre, para Noviembre de 1989.

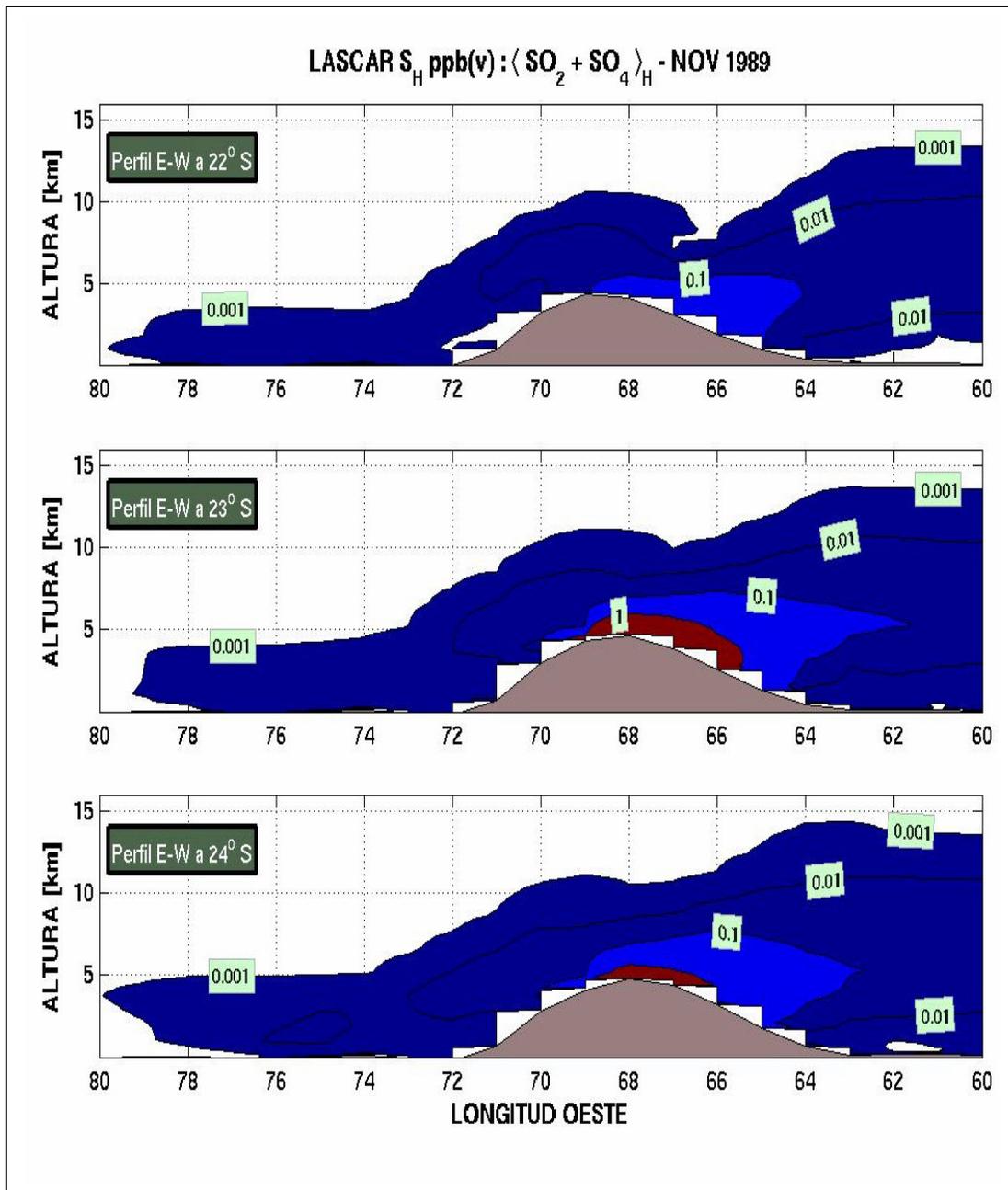


Figura 7.10: Perfiles EW con razón de mezcla promedio de azufre en partes por billón en volumen [ppb(v)]. Los perfiles corresponden a las latitudes 22°S, 23°S y 24°S.

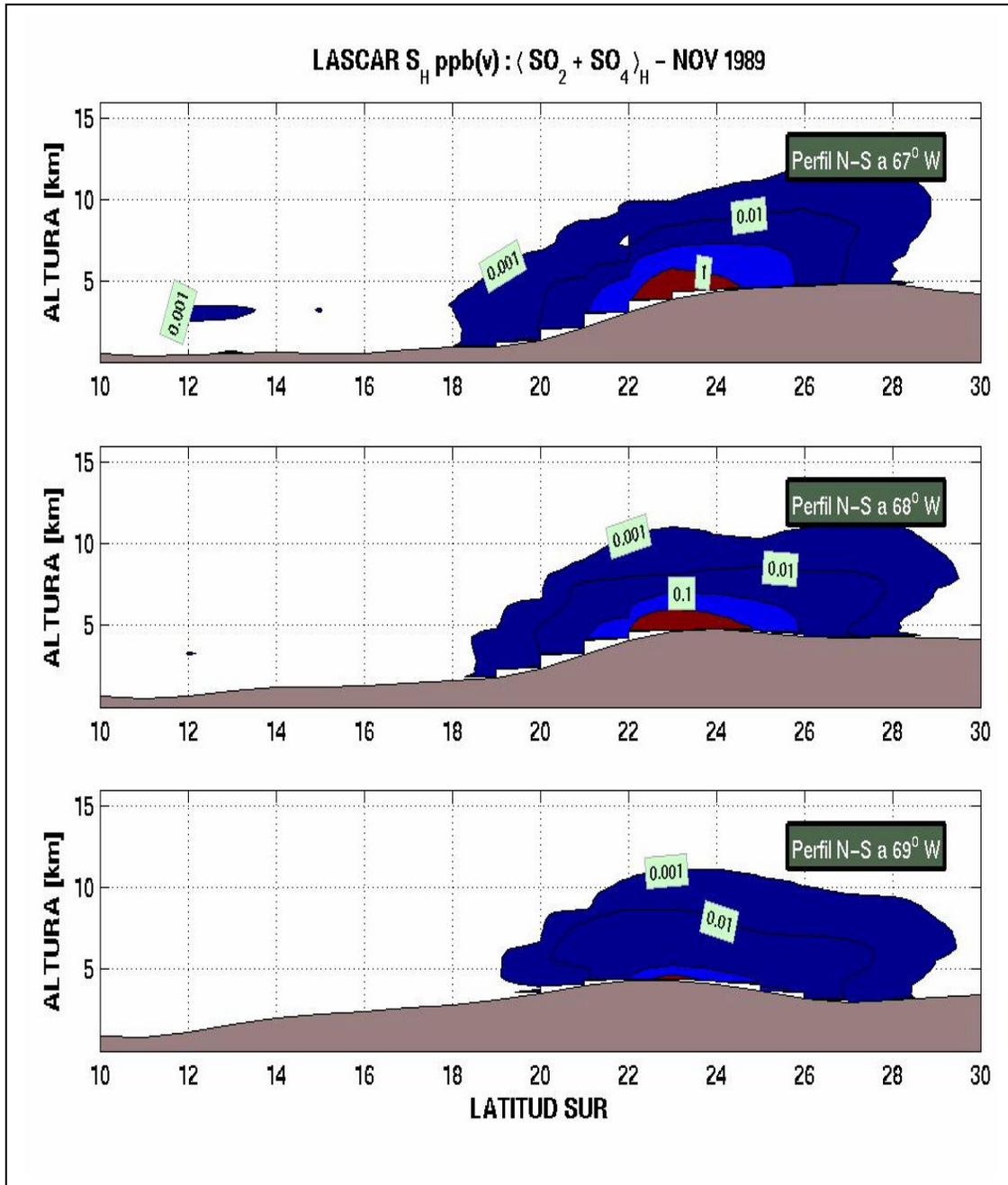


Figura 7.11: Perfiles Nore-Sur con razón de mezcla promedio de azufre en partes por billón en volumen [ppb(v)]. Los perfiles corresponden a las longitudes 67°W, 68°W y 69°W.

Uno de los aspectos interesantes en la evaluación de las emisiones constantes de azufre oxidado de origen volcánico, es la posibilidad de la formación de partículas que puedan ser utilizadas como núcleos de condensación en la formación de gotas de nubes. Con este objetivo se hizo un análisis preliminar con un modelo especializado de nubes (Wang et al.), con los resultados de las emisiones del Láscar en un punto hacia el Este del volcán (66°W) a la misma latitud y a unos 5 kilómetros de altura (490 hPa). Los resultados fueron facilitados por Annica Ekman, del M.I.T. y se presentan en la figura 7.12

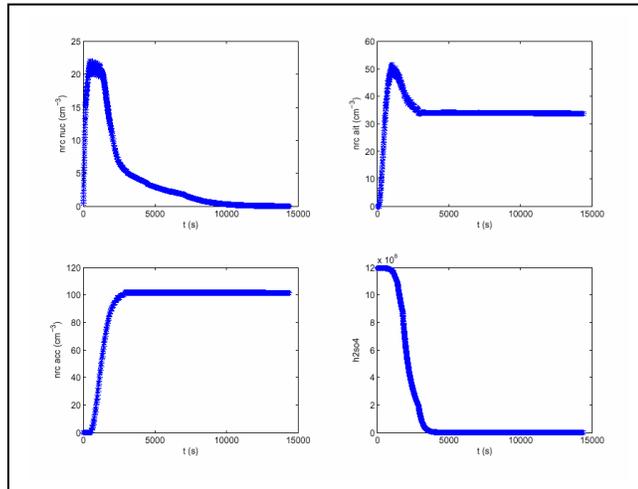


Figura 7.12: Resultados preliminares acerca de la creación de nuevas partículas en la tropósfera a partir de emisiones volcánicas.

Es interesante destacar que la nucleación es relevante en partículas de diámetros de Aitken y de acumulación. Estos últimos se encuentran relacionados con el ciclo hidrológico.

7.3 Emisiones de otros volcanes de la zona volcánica central.

Como se observó en la sección 2.4, son muchos los volcanes que presentan alguna clase de actividad en los Andes centrales. Sobre las emisiones de éstos no se posee hasta la fecha ningún tipo de publicación, pero basado en la actividad observada, se realizó un ejercicio exploratorio, con la finalidad de cuantificar el supuesto aporte de azufre a la atmósfera del norte de Chile.

Se seleccionaron diez volcanes, de los cuales se tiene un registro histórico de observaciones de fumarolas:

1. **Parinacota** : 18.16°S / 69.15°W / 6350 msnm.
2. **Guallatiri** : 18.42°S / 69.17°W / 6060 msnm.
3. **Isluga** : 19.15°S / 68.83°W / 5530 msnm.
4. **Irruputunco**: 20.75°S / 68.57°W / 5165 msnm.
5. **Aucanquilcha**: 21.20°S / 68.47°W / 6176 msnm.
6. **Ollague**: 21.30°S / 68.17°W / 5863 msnm.
7. **San Pedro**: 21.88°S / 68.40°W / 6145 msnm.
8. **Putana**: 22.57°S / 67.87°W / 5890 msnm.
9. **Láscar**: 23.37°S / 67.73°W / 5592 msnm.
10. **Lastarria**: 25.17°S / 68.52°W / 5700 msnm.
11. **Ojos del Salado**: 27.12°S / 68.35°W / 6887 msnm.



Figura 7.13: Parinacota, Gaullatiri, Isluga



Figura 7.14: Irruputunco, Aucanquilcha, Ollague



Figura 7.15: San Pedro, Putana, Lastarria



Figura 7.16 : Ojos del Salado y Láscar : cráter y volcán.

Asumiendo que las emisiones de estos volcanes son comparables a las mediciones realizadas en el Láscar, se infiere arbitrariamente que emiten con un flujo de 10000 [g/seg] de azufre, lo que equivale a 864 [Mg/día], alrededor de un 70% de la emisión promedio de azufre asociada al Láscar por Andres et al. (1991).

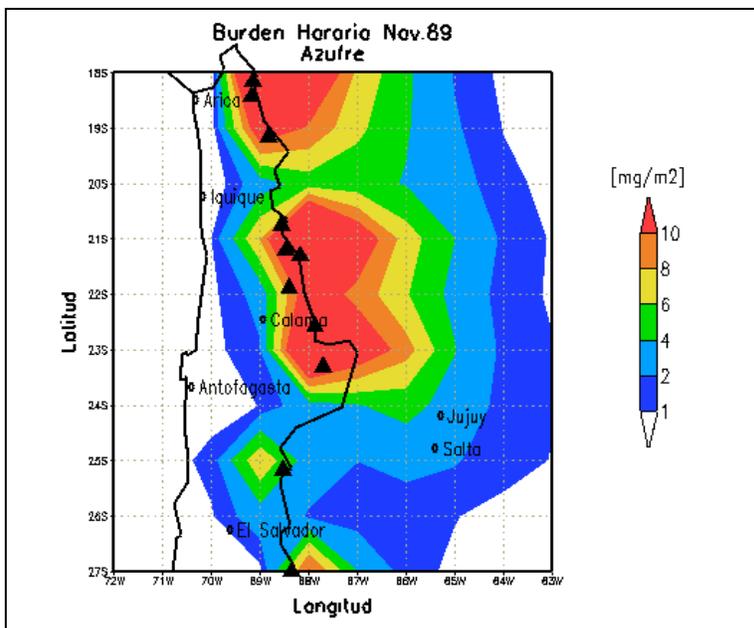


Figura 7.17: Carga de azufre en la atmósfera, promedio horario.

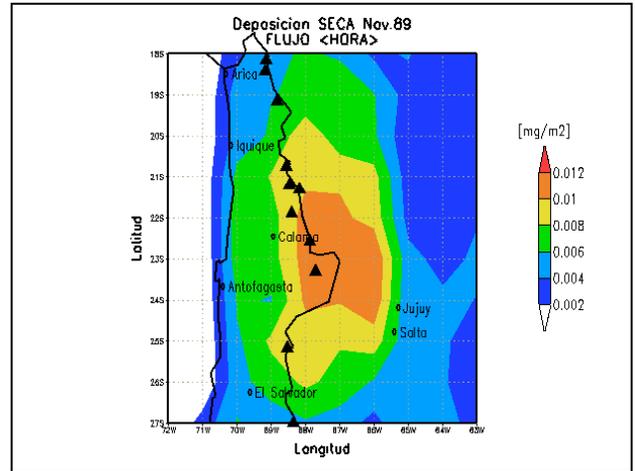
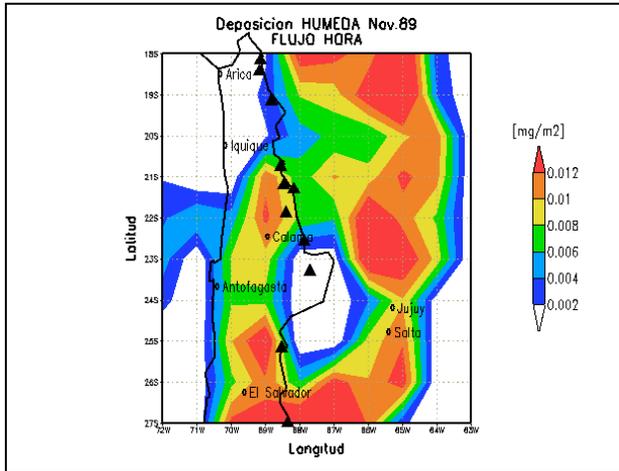


Figura 7.17: Deposición húmeda y seca para la simulación con los 11 volcanes. Promedio horario

8. Conclusiones y Perspectivas Futuras

La principal conclusión de este trabajo tiene relación con la relevancia de las emisiones volcánicas hacia la atmósfera y su poco conocimiento, especialmente en Chile, y la necesidad de conocer estas emisiones en una serie de volcanes activos en los Andes Centrales.

A pesar de que el modelo no fue desarrollado para el uso de emisiones volcánicas, simula de manera satisfactoria patrones de dispersión y de deposición en escala regional, lo que se comprueba por imágenes y mediciones satelitales y análisis de los testigos de hielo. No obstante existen algunos datos que no pudieron ser verificados cabalmente, como son las mediciones reportadas por el espectrómetro MLS. Esto se debería fundamentalmente a la carencia de transporte por convección, la cual no está disponible en esta versión del modelo, lo que influiría en que los compuestos no alcancen alturas suficientes para comparar con esos datos, además del hecho que una erupción posee un impulso que transporta compuestos en intervalos de minutos a varios kilómetros de altura.

Para el caso de emisiones constantes no explosivas, la concentración en niveles superficiales alcanza valores de cerca de 1 ppb(v) en un radio de unos 150 kilómetros, centrados en el volcán.

Con respecto a los campos ECMWF empleados, se puede argumentar que estos representan de buena manera las condiciones meteorológicas del norte de Chile, aunque son representativos a una escala regional.

Los cálculos de nuevas partículas indican que las emisiones de azufre volcánico constante, como es el caso de desgasificación mediante fumarolas son potenciales formadores de aerosoles troposféricos, lo que tendría un fuerte impacto en algunos procesos meteorológicos, como por ejemplo, la formación de nubes.

Como trabajo futuro, se espera poder desarrollar los cálculos con campos meteorológicos de mayor resolución espacial (horizontal y vertical) y temporal y con una nueva versión del modelo MATCH. La comparación de nuevas mediciones de flujos de SO₂ (disponibles en los próximos meses, según L. Rodríguez de M.T.U⁴.) con las reportadas por Andres et al. (1991) y poder ejecutar nuevas modelaciones con estos datos para estudiar la sensibilidad de las simulaciones, con las pruebas ya hechas. Aunque sería en extremo interesante hacer mediciones con el fin de validar las concentraciones simuladas producto de la actividad fumarólica, tanto del Láscar como de otros volcanes activos. Además, el estudio de la dispersión y transporte de azufre asociado a una erupción, mediante el uso de un modelo diseñado para este efecto.

⁴ Pertenece al equipo de Michigan Technological University, que monitorean el volcán Láscar actualmente.

Referencias

Adams, J., Mann, M., Ammann, C. 2003. Proxy evidence for an El Niño-like response to volcanic forcing. *Nature*, 426, 274 – 278.

Andres, R.; Rose, W.; de Silva, P.; Gardeweg, M.; Moreno, H. 1991. Excessive sulfur dioxide emissions from Chilean Volcanoes. *J. Volcanol. Geoth. Res.* Vol. 46, pp. 323 – 329.

Andres, R.; Kasgnoc, A. 1998. A time-averaged inventory of subaerial volcanic sulfur emissions. *J. Geophys. Res.* Vol. 103, pp. 25251 – 25261.

Barazangi, M., Isaks, B. 1976. Spatial distribution of earthquakes and subduction of the Nazca plate beneath South America. *Geology*, 4, 686 – 692.

Bluth, G; Rose, W.; Sprod, I.; Krueger, A. 1997. Stratospheric loading of sulfur from explosive volcanic eruptions. *The Journal of Geology* 105, pp. 671 – 683.

Boucher, O.; Lohmann, U. 1995. The sulfate – CCN – cloud albedo effect, a sensitivity study with two general circulation models. *Tellus*, Vol. 47, pp. 281-300.

Briffa, K., Jones, P., Schweingruber, F., Osborn, T. 1998. Influence of volcanic eruptions on Northern Hemisphere summer temperatures over the past 600 years. *Nature* 393, 450 – 455.

Casertano, L. Barozzi, R. 1961. Informe sobre el sistema volcánico Láscar. Instituto de Geología, Universidad de Chile. Publicación N 23.

Crutzen, P. 1976. The possible importance of OCS for the sulphate layer of the stratosphere. *Geophys. Res. Lett.*, 3, 73 – 76.

De Angelis, M.; Simoes, J.; Bonnaveira, H.; Taupin, J.; Delmas, R. 2003. Volcanic eruptions recorded in the Illimani ice core (Bolivia): 1918 – 1998 and Tambora periods. *Atmos. Chem. Phys. Discuss.* Vol 3, pp. 2427 – 2463.

de Silva, S., Francis, P. 1991. *Volcanoes of the Central Andes.* Springer-Berlin, Heidelberg, New York, 216 pp.

de Silva, S., Zielinski, G. 1998. Global influence of the AD 1600 eruption of Huaynaputina, Peru. *Nature* 393, 455 – 458.

Delmelle, P., Stix, J. 2000. Volcanic Gases. In: *Encyclopedia of Volcanoes* (H. Sigurdsson, Ed.). pp. 803 – 815. Academic Press. Nueva York.

Déruelle, B. 1985. Le Volcan Lascar: Geologie et Petrologie. IV Congreso Geológico Chileno, Actas Volumen III, pp. 120 – 137. Antofagasta.

Devine, J.; Sigurdsson, H.; Davis, A.; Self, S. 1984. Estimates of sulfur and chlorine yield to the atmosphere from volcanic eruptions and potential climatic effects. *J. Geophys. Res.*, Vol. 89, pp. 6309 – 6325.

Figueroa, O.; Medina, E.; Déruelle, B.; Maragaño, M. 1994. La erupción del 19-20 Abril de 1993 del volcán Láscar, II Región de Antofagasta: Correlaciones entre Petrología y Volcanología. VII Congreso Geológico Chileno, Actas Volumen I, pp. 281 - 285. Concepción.

Forsyth, P. 1988. In the wake of Etna, 44 B.C., *Classical Antiq.*, 7, 49 – 57.

Francis, P.; Rothery, D. 1987. Using the Landsat Thematic Mapper to detect and monitor volcanic activity: an example from Lascar volcano, north Chile. *Geology*. Vol. 15, pp. 614 – 617.

Franklin, B. 1784. Meteorological imaginations and conjectures. *Manchr. Lit. Philos. Soc. Mem, Proc.*, 2, 122. (Reimpreso en *Waetherwise*, 1982, 35, 262).

Fussen, D., Vanhellemont, F., Bingen, C. 2001. Evidence of transport, sedimentation and coagulation mechanisms in the relaxation of post-volcanic stratospheric aerosols. *Annales Geophysicae*, 19, 1157 – 1162.

Gallardo, L., Olivares, G., Langner, J., Aarhus, B. 2002. Coastal lows and sulfur air pollution in central Chile. *Atmos. Env.*, 36, 3829 – 3841.

Gardeweg, M. 1991. La actividad eruptiva 1986 – 1990 del Volcán Láscar, Región de Antofagasta, Chile. VI Congreso Geológico Chileno, Actas Volumen I, pp. 477 - 480. Viña del Mar.

Gardeweg, M. y Medina, E. 1994. La erupción subpliniana del 19-20 de Abril de 1993 del volcán Láscar, Norte de Chile. VII Congreso Geológico Chileno, Actas Volumen I, pp. 299 - 304. Concepción.

Gardeweg, M ; Sparks, R ; Matthews, S. 1998. Evolution of Lascar Volcano, Northern Chile. *Journal of the Geological Society London*, Vol. 155, pp. 89 – 104.

Ginot, P.; Schwikowski, M., Schotterer, U.; Stichler, W.; Gaggeler, H.; Francau, B. 2002. Potential for climate variability reconstruction from Andean glaciochemical records. *Annals of Glaciology*. Vol. 35, pp. 443 – 450.

Glaze, L.; Francis, P.; Self, S.; Rothery, D. 1989. The 16 September 1986 eruption of Lascar volcano, north Chile: satellite investigations. *Bull. Volcanol.* Vol. 51, pp. 149 – 160.

González-Ferrán, O. 1995. *Volcanes de Chile*. Instituto Geográfico Militar. 635 p. Santiago.

Graf, H.; Feichter, J.; Langmann, B. 1997. Volcanic sulfur emissions: Estimates of source strength and its contribution to the global sulfate distribution. *J. Geophys. Res.* Vol. 102, pp. 10727 – 10738.

Graf, H., Langmann, B., Feichter, J. 1998. The contribution of Earth degassing to the atmospheric sulphur budget. *Chem. Geol.*, 147, 131 – 145.

Grainger, R., Lambert, A., Rodgers, C., Taylor, F., Deshler, T. 1995. Stratospheric aerosol effective radius, surface area and volume estimated from infrared measurements. *J. Geophys. Res.*, 100, 16507 – 16518.

Gregory-Wodzicki, M. 2000. Uplift history of the Central and Northern Andes: a review. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 112, 7, 1091 – 1105.

Halmer, M ; Schminke, H ; Graf, H. 2002. The annual volcanic gas input into the atmosphere, in particular into the stratosphere: a global data set for the past 100 years. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* Vol. 115, pp. 511 – 528.

Halmer, M., Schmincke, H. 2003. The impact of moderate-scale explosive eruptions on stratospheric gas injections. *Bull. Volcanol.*, 65, 433 – 440.

Haywood, J.; Boucher, O. 2000. Estimates of the direct and indirect radiative forcing due to troposphere aerosols: A review. *Reviews of Geophysics.* Vol. 38, pp. 513 – 543.

Holton, J., Haynes, P., McIntyre, M., Douglass, R., Rood, R., Pfister, L. 1995. Stratosphere – troposphere exchange. *Rev. Geophys.*, 33, 403 – 439.

Humphreys, W. 1913. Volcanic dust and other factors in the production of climatic changes and their possible relation to ice gases. *J. Franklin Inst.*, 131 – 172.

Huneus, N. 2003. Caracterización meteorológica y dispersión de regional de azufre en el norte grande de Chile. Tesis de Magíster en Ciencias, mención Geofísica. Universidad de Chile.

Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC). 2001. Third Assessment Report – Climate Change. Disponible en <http://www.ipcc.ch>

Isaks, B. 1988. Uplift of the Central Andean Plateau and bending of the Bolivian Orocline. *J. Geophys. Res.*, 93, 3211 – 3231.

Jones, P., Charlson, R., Rodhe, H. 1994. Aerosols. In: *Climate Change 1994: Radiative forcing of climate change and an evaluation of IPCC IS92a emission scenarios.* J. Houghton et al. (Eds.). Cambridge Academic Press, UK.

Junge, C., Chagnon, C., Manson, J. 1961. Stratospheric aerosols. *J. of Meteorology*, 18, 80 – 108.

Kress, V. 1997. Magma mixing as a source for Pinatubo sulphur. *Nature.* Vol. 389, pp. 591 – 593.

Krueger, A. 1983. Sighting of El Chichón sulfur dioxide clouds with Nimbus 7 Total Ozone Mapping Spectrometer. *Science*, 220, 1377 – 1379.

Krueger, A., Walter, L., Bhartia, P., Schnetzler, C., Krotkov, N., Sprod, I., Bluth, G. 1995. Volcanic sulfur-dioxide measurements from the Total Ozone Mapping Spectrometer instruments. *J. Geophys. Res.*, 100, 14057 – 14076.

Lamb, H. 1970. Volcanic dust in the atmosphere, with a chronology and assessment of its meteorological significance. *Philos. Trans. R. Soc. London, Ser A*, 266, 425 – 533.

Luhr, J.; Carmichael, I.; Varekamp, J. 1984. The 1982 eruptions of El Chichón Volcano, Chiapas, México: Mineralogy and petrology of the anhydrite-bearing pumices: *J. Volcanol. Geotherm. Res.* Vol 23, pp. 69 – 108.

Matthews, S ; Gardeweg, M ; Sparks, R. 1997. The 1984 to 1996 cycling activity of Lascar Volcano, northern Chile: cycles of dome growth, dome subsidence, degassing and explosive eruptions. *Bull. Volcanol.* Vol. 59, pp. 72 –82.

Matthews, S.; Moncrieff, D.; Carroll, M. 1999. Empirical calibration of the sulphur valence oxygen barometer from natural and experimental glasses: method and applications. *Mineralogical Magazine.* Vol.63, pp. 421-431.

Melnik, O.; Sparks, R. 1999. Nonlinear dynamics of lava dome extrusion. *Nature*, Vol. 402, pp.37-41.

Minster, J., Jordan, T. 1978. Present-day plate motions. *J. Geophys. Res.*, 83, 5331 – 5354.

NASA. 1992. The atmospheric effects of stratospheric aircraft: a first program report. M. Prather et al. (Eds.), NASA Ref. Publ. 1272.

Newhall, C.; Self, S. 1982. The volcanic explosivity index (VEI): an estimate of explosivity magnitude for historic volcanism. *J. Geophys. Res.* Vol. 87, pp. 1231-1238

Olivares, G. 2001. Dispersión regional de azufre oxidado en Chile central. Tesis de Magíster en Ciencias de la Ingeniería, mención Ingeniería Química, Universidad de Chile.

Olivares, G., Gallardo, L., Langner, J., Aarhus, B. 2002. Regional dispersion of oxidized sulfur in central Chile. *Atmos. Env.*, 36, 3819 – 3828.

Oppenheimer, C.; Francis, P.; Rothery, D.; Carlton, W. 1993. Infrared Image Analysis of Volcanic Thermal Features: Lascar Volcano, Chile, 1984 – 1992. *J. Geophys. Res.* Vol. 98, pp. 4269 – 4286.

Pollack, J., Toon, O., Sagan, C., Summers A., Baldwin, B., Van Camp, W. 1976. Volcanic explosions and climatic change: A theoretical assessment. *J. Geophys. Res.*, 81, 1071 – 1083.

Pritchard, M ; Simons, M. 2002. A satellite geodetic survey of large – scale deformation of volcanic centres in the Central Andes. *Nature*, Vol. 418, pp. 167–170.

Pyle, D.; Beattie, P.; Bluth, G. 1996. Sulphur emissions to the stratosphere from explosive volcanic eruptions. *Bull. Volcanol.* Vol. 57, pp. 663 – 671.

Ramírez, C., Gardeweg, M. 1982. Hoja Toconao, Región de Antofagasta. Serv. Nac. de Geol. y Min., Carta Geológica de Chile, 54, 122 pp.

Read, W., Froidevaux, L., Waters, J. 1993. Microwave Limb Sounder measurements of stratospheric SO₂ from the Mt. Pinatubo volcano. *Geophys. Res. Lett.*, 20, 1299 – 1302.

Robertson, A., Overpeck, J., Rind, D., Mosley-Thompson, E., Zielinski, G., Lean, J., Koch, D., Penner, J., Tegen, I., Healy, R. 2001. Hypothesized climate forcing time series for the last 500 years. *J. Geophys. Res.*,

Robertson, L., Langner, J., Engardt, M. 1996. MATCH – Mesoscale Atmospheric Transport and Chemistry modelling system. Basic transport model description and control experiments with ²²²Rn. Swedish Meteorological and Hydrological Institute Reports Meteorology and Climatology 70, 37 pp.

Robertson, L.; Langner, J.; Engardt, M. 1999. An Eulerian limited – area atmospheric transport model. *J. of Applied Meteorology*. Vol. 38, pp. 190–210.

Robock, A. 2000. Volcanics Eruptions and Climate. *Reviews of Geophysics*, Vol. 38, pp. 191-219.

Rodriguez, L., Watson, M., Tassi, F., Viramonte, J., Poods, M., Rose, W., Bluth, G. 2003. SO₂ loss rates at Lascar volcano, Chile: preliminary results and interpretations from 2002 measurements. *Eos. Trans. AGU*, 84 (46), Fall Meet. Suppl., Abstract V11C-0518.

Rutllant, J., Fuenzalida, H., Aceituno, P. 2003. Climate dynamics along the arid northern coast of Chile: The 1997 – 1998 Dinámica del Clima de la Región de Antofagasta (DICLIMA) experiment. *J. Geophys. Res.*, 108, 4538 – 4550.

Sassen, K., Starr, D., Mace, M., Poellot, M. 1995. The 5 – 6 December 1991 FIRE IFO II jet stream cirrus case study: possible influences of volcanic aerosols. *J. Atmos. Sci*, 52, 97 – 123.

Seinfeld, J ; Pandis, S. 1998. *Atmospheric Chemistry and Physics*. John Wiley & Sons. 1309 pp. Nueva York.

Self, S., Rampino, M., Barbera, J. 1980. The possible effects of large 19th and 20th century volcanic eruptions on zonal and hemispheric surface temperatures. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 11, 41 – 60.

Self, S.; Rampino, M.; Zhao, J.; Katz, M. 1997. Volcanic aerosol perturbations and strong El Niño events: no general correlation. *Geoph. Res. Lett.* Vol 24, pp. 1247-1250.

Stow. J. 1605. *The annales of England increased and continued until this present year 1605*. Londres.

Sparks, R.; Bursik, M.; Carey, S.; Gilbert, J.; Glaze, L.; Sigurdsson, H.; Woods, A. 1997. *Volcanic Plumes*. John Wiley & Sons. 574 pp. Nueva York.

Stevenson, D., Blake, S. 1998. Modelling the dynamics and thermodynamics of volcanic degassing. *Bull. Volcanol.*, 60, 307 – 317.

Symonds, R.; Rose, W.; Bluth, G.; Gerlach, T. 1994. Volcanic – Gas Studies: methods, results and applications. In: “Volatiles in Magmas”. Carrol, M.; Holloway J. (eds.). Mineral. Soc. Am. Reviews in Mineralogy. Vol. 30, pp. 1 – 66.

Symons, G. 1888. (Ed.) The Eruption of Krakatoa and Subsequent Phenomena, 494 pp, Trubner, Londres.

Tassi, F., Viramonte, J., Vaselli, O., Poodts, M., Aguilera, F., Martinez, C., Rodríguez, L., Watson, I. 2003. First geochemical data from fumarolic gases at Láscar volcano, Chile. Abstract para XXXII International Geological Congress. Florencia, Italia.

Textor, C.; Graf, H.; Timmreck, C.; Robock, A. 2003. Emissions from Volcanoes. In: “Emission of Chemical Compounds and Aerosols in the Atmosphere” Granier, C.; Reeves, C.; Artaxo, P. (eds.). Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, Boston, London, en prensa.

Thordarson, T.; Miller, D.; Larsen, G.; Self, S.; Sigurdsson, H. 2001. New estimates of sulfur degassing and atmospheric mass-loading by the 934 A.D. Eldjá eruption, Iceland. J. Volcanol. Geotherm. Res. Vol. 108, pp. 33–54.

Toon, O., Pollack J. 1980. Atmospheric aerosols and climate. Am. Sci., 68, 268 – 278.

Trepte, C., Hitchman, M. 1992. Tropical stratospheric circulation deduced from satellite aerosol data. Nature, 355, 626 – 628.

Trepte, C., Veiga, R., McCormick, M. 1993. The poleward dispersal of Mount Pinatubo volcanic aerosol. J. Geophys. Res., 98, 18.563 – 18.573.

Vaida, V., Kjaergaard, H., Hintze, P., Donaldson, D. 2003. Photolysis of Sulfuric Acid Vapor by Visible Solar Radiation. Science, 299,

Wallace, P. 2001. Volcanic SO₂ emissions and the abundance and distribution of exsolved gas in magma bodies. J. Volcanol. Geotherm. Res. Vol. 108, pp. 85–106

Williams-Jones, G., Rymer, H. 2000. Hazards of Volcanic Gases. In: Encyclopedia of Volcanoes (H. Sigurdsson, Ed.). pp. 997 – 1004. Academic Press. Nueva York.

Witter, J., Kress, V., Delmelle, P., Hersum, T. 2001. Acid gas emissions measured by COSPEC, Volatile Trap, and filter pack at Volcán Villarrica, South Chile. Eos. Trans. AGU, 82 (47), Fall Meet. Suppl., Abstract V42B-1012.

Wooster, M.; Rothery, D. 1997. Thermal monitoring of Lascar Volcano, Chile, using infrared data from the along-track scanning radiometer: a 1992 – 1995 time series. Bull. Volcanol. Vol. 58, pp. 566 – 579.

Zielinski, G. 2000. Use of paleo-record in determining variability within the volcanism – climate system. Quaternary Science Reviews, Vol. 19, pp. 417-438.