

Efectos Climáticos de las Erupciones Volcánicas.

1 La capa de aerosoles estratosféricos:

A principios del siglo XX fue sugerida la presencia de aerosoles en la estratósfera, a partir de la interpretación de las observaciones del enrojecimiento del cielo durante el crepúsculo [*Gruner and Kleinert, 1927*]. Sin embargo su existencia solo fue confirmada en 1959, mediante observaciones directas, empleando mediciones con impactores de partículas a bordo de globos sondas que alcanzaron la estratósfera baja [*Junge et al., 1961*]. Mediciones posteriores utilizando también impactores, pero esta vez a bordo de un avión de investigación de alto techo de vuelo (U-2), corroboraron la existencia de la capa de aerosoles en la estratósfera [*Junge and Mason, 1961*].

Esta capa de aerosoles se extiende desde la tropopausa hasta los 30 - 35km de altura, en la estratósfera baja, alcanzando su máximo aproximadamente a los 22km. Se caracteriza por que la mayor contribución a los aerosoles proviene de las erupciones volcánicas explosivas, que transportan abundantes gases hasta la altura de la estratósfera. Otras contribuciones provienen de partículas cósmicas, (restos de meteoritos) y se hipotetiza el posible transporte de aerosoles por la actividad convectiva que alcanza la altura de la tropopausa en el trópico.

Las erupciones intensas de carácter explosivo transportan millones de toneladas (Megatones, Mt) de partículas y gases a la estratósfera. En el período inicial que precede a una erupción de este tipo, las partículas descienden por efecto gravitacional, en un lapso de tiempo que oscila entre minutos y varias semanas, por lo que solo permanecen en la estratósfera los componentes gaseosos. Por esta razón las partículas de ceniza volcánica no producen efectos climáticos. A lo sumo pueden producir efectos en el estado del tiempo en los días y semanas siguientes a la erupción. Los gases que permanecen en la estratósfera a su vez se transforman debido a una serie de procesos físicos y químicos, que tienen lugar en dicha capa. El máximo en la concentración de aerosoles estratosféricos, y de su camino óptico total, se alcanza alrededor de los tres meses posteriores a una erupción explosiva intensa [*Stowe et al., 1992; McCormick et al., 1995*]. Dependiendo de la latitud de la erupción los aerosoles son dispersados en la estratósfera sobre uno de los hemisferios o sobre todo el planeta.

Los gases más abundantes producidos por tales erupciones son el vapor de agua, N_2 , y CO_2 , aunque las cantidades emitidas son pequeñas comparadas con las concentraciones de cada uno de ellos existentes normalmente en la atmósfera. Los compuestos conteniendo azufre (S), aunque no son de los más abundantes entre los gases emitidos por las erupciones volcánicas, son los mayores responsables de los efectos por las mismas.

Las principales cantidades de gases sulfurosos que son introducidos en la atmósfera por las erupciones volcánicas son en la forma de SO_2 [*Pollack et al., 1976; Newhall and Self, 1982; Rampino and Self, 1984*]. También en ocasiones puede haber contribuciones en composición de H_2S [*Luhr et al., 1984; Ahn, 1997*]. En lapsos de tiempo de semanas estas especies sulfurosas reaccionan con el OH y H_2O presente en la estratósfera, produciendo H_2SO_4 en forma de aerosoles, con una composición de aproximadamente 75% de H_2SO_4 y 25% de H_2O . Estos son precisamente los aerosoles estratosféricos.

Se estima que la erupción del volcán El Chichón, en México el 4 de Abril de 1982 inyectó 7 Mt de SO_2 en la estratósfera y que en el caso de la del Pinatubo, el 15 de Junio de

1991 la cantidad inyectada fue de 20 Mt [Bluth *et al.*, 1992]. La masa de aerosoles resultante después de la transformación del SO₂ en H₂SO₄ se ha estimado en 20Mt para el caso de El Chichón y en 30Mt para el Pinatubo.

Tales aerosoles tienen radios efectivos de cerca de 0.5µm, una dimensión muy próxima a la de luz en la región visible del espectro. Una importante característica adicional es que su albedo de dispersión individual (single scattering albedo) es 1 en la región visible del espectro. Estas propiedades ópticas dan lugar a que los aerosoles estratosféricos produzcan la dispersión pura en la región visible del espectro. Sin embargo en la región infrarroja producen una absorción significativa entre 2 y 3µm,

La distribución de tamaños de partículas de los aerosoles estratosféricos tiene también un rol importante en los procesos de interacción con la radiación, descrita por la dispersión de Mie.

2 Antecedentes históricos de los efectos de las erupciones volcánicas sobre el clima.

Los primeros reportes registrados en la historia escrita sobre los efectos climáticos de las erupciones volcánicas corresponden a la erupción del Etna, en Italia, en el año 44 A.C. atribuido a Plutarco y colaboradores, que reportaron el oscurecimiento del sol [Forsyth, 1988] y la erupción del Laki en 1783 en Islandia, la que produjo notables efectos en algunas regiones del Hemisferio Norte. En su reporte Benjamín Franklin hace notar la presencia de una bruma constante sobre toda Europa y parte de Norte América durante varios de los meses del verano de 1783, así como un invierno 1783-84 más severo que los ocurridos en muchos años [Franklin, 1784; Grattan *et al.*, 1998].

La erupción del Tambora (8°S), en la isla Sumbawa, Indonesia, en Abril de 1815 produjo el llamado "Año sin Verano" en 1816. Se ha estimado que la nube de aerosoles producidos por esta erupción alcanzó los 50km de altura. En pocos meses la nube se expandió globalmente, observándose sus efectos en Europa, el Nordeste de América y Canadá. En Nueva Inglaterra las cosechas se vieron afectadas por inusuales temperaturas inferiores a 0°C en la primavera y verano de 1816, así como una nevada de 6" en la segunda semana de Junio. En Europa también las inusuales bajas temperaturas provocaron malas cosechas. En consecuencia en estas regiones se produjo una gran hambruna. En el caso de Europa, se desató una epidemia de tifus a fines de 1816, que se extendió desde Irlanda hasta las Islas Británicas, afectando 1,5 millones de personas y causando la muerte de 65,000. Se considera que la hambruna, producida por las malas cosechas, fue la causa de la epidemia [Stommel and Stommel, 1983; Stothers, 1984].

Probablemente la erupción más sonora de la historia fue la del volcán Krakatau (6°S) en la isla del mismo nombre, ubicada en Indonesia, en Agosto de 1883. Los registros barométricos de la época muestran como la onda de presión resultante de la erupción alcanzó a propagarse 4 veces en torno al planeta [Symons, 1888; Simkin and Fiske, 1983].

Se han realizado múltiples esfuerzos para caracterizar la carga de aerosoles en la atmósfera, y a partir de ella disponer de un indicador del potencial efecto climático de las erupciones volcánicas. En tal sentido se han descrito en la literatura científica sobre el tema varios índices, cada uno de ellos con sus ventajas y desventajas. El principal problema radica en la falta de información cuantitativa sobre las características de erupciones volcánicas y de sus efectos en tiempos remotos, pues la información de que se dispone proviene de referencias en documentos y grabados contemporáneos con la erupción en que se hace referencia a la misma, con un grado muy variado de detalle.

Solo en épocas recientes se ha dispuesto de indicadores indirectos que permiten cierto nivel de cuantificación de las características de la erupción. Entre ellos están las dimensiones de los anillos de los árboles, determinadas por la intensidad del ciclo vegetativo de la planta, en el que la temperatura juega un rol importante. Otro de estos indicadores son las capas de hielo en los glaciales, en las que han quedado atrapados compuestos sulfurados, potencialmente asociados a las erupciones volcánicas. También en las mismas capas de hielo glaciales, la presencia de otros compuestos puede estar asociada de alguna forma con la ocurrencia de erupciones volcánicas. Los sedimentos depositados en el fondo de los mares y de los lagos están siendo objeto de estudio como indicadores potenciales.

Una descripción detallada de los índices utilizados para evaluar las erupciones volcánicas, así como una descripción del empleo de la información obtenida de las capas de hielo glacial aparece en *Robock and Free* [1995, 1996].

3 La estratósfera, breve caracterización

La estratósfera es la capa localizada inmediatamente encima de la tropósfera. Se diferencia de esta última porque la temperatura se incrementa con la altura, lo que es causado por la absorción de radiación solar por la capa de ozono (O_3) ubicada en la estratósfera baja. Otra diferencia sustantiva entre la estratósfera y la tropósfera es el escaso mezclamiento vertical presente en la primera, en contraste con la intensa actividad convectiva típica de la segunda. La tropopausa es la capa de transición entre ambas regiones y se caracteriza porque no hay gradiente de temperatura, o sea la temperatura permanece constante con la altura. La altura de la tropopausa, y por ende los límites superior de la tropósfera e inferior de la estratósfera, decrece latitudinalmente desde el trópico hacia los polos, presentando en ambas regiones un ciclo anual. En el caso del trópico la altura de la tropopausa oscila entre los 15 y 17km aproximadamente, mientras en los polos oscila entre los 9 y 11km.

La capa de ozono, tiene su origen en la fotodisociación de las moléculas de O_2 por la radiación ultravioleta a altitudes superiores a los 25km. Los átomos de oxígeno resultantes se combinan rápidamente con el O_2 para formar O_3 .

La parte superior de la estratósfera limita con la mesósfera, aproximadamente entre 45 y 50km, de la que la separa la capa denominada estratopausa. La estratopausa, al igual que la tropopausa se caracteriza porque no hay gradiente de temperatura.

Un factor dominante en la variabilidad interanual de la estratósfera ecuatorial es la Oscilación Quasi-Bienal (QBO – Quasi-Biennial Oscillation) que consiste en la alternancia simétrica de vientos zonales del este y del oeste con periodos que varían entre 24 y 30 meses. El cambio en la dirección del viento aparece primero cerca de los 30km y luego se propaga hacia abajo, a una razón de 1km por mes. Este fenómeno se atribuye a la transferencia de momento producido por las ondas ecuatoriales de Kelvin y las ondas de gravedad de Rossby.

4 Efectos Climáticos producidos por erupciones volcánicas.

4.1 Efectos directos de los aerosoles estratosféricos

4.1.1 Interacción de los aerosoles estratosféricos con la radiación solar y terrestre.

Este es el principal mecanismo por el cual los aerosoles estratosféricos interactúan con la atmósfera y en particular con el clima. Debido a sus propiedades ópticas, la interacción de los aerosoles estratosféricos con la radiación solar se produce fundamentalmente a través del proceso de dispersión. Una parte de la radiación solar es retrodispersada al espacio, incrementando el albedo planetario. A su vez, producto de esta retrodispersión de la radiación solar, disminuye la cantidad que alcanza la superficie terrestre. Ello resulta en un efecto neto de enfriamiento

La otra parte de la radiación solar es dispersada en dirección a la superficie terrestre produciendo un incremento de la radiación difusa que alcanza la superficie. Ello compensa en alguna medida la gran reducción de la radiación solar directa. Como resultado de que el tiempo de residencia de los aerosoles estratosféricos oscila entre 1 y 3 años, y debido a que los mismos son transportados alrededor del planeta, el efecto radiativo tiene una escala planetaria. Estos efectos radiativos han sido documentados por mediciones [Mitchell, 1961; Toon and Pollack., 1980; Robock and Mao, 1995] así como por simulaciones numéricas [Hansen et al., 1978; McCracken et al., 1984; Rind et al., 1992; Stenchikov et al., 1998].

Otro efecto radiativo tiene lugar en la estratósfera. Este se manifiesta como calentamiento estratosférico y es ocasionado por la absorción de radiación infrarroja por los aerosoles estratosféricos. Por una parte tiene lugar la absorción de la radiación solar que corresponde a la región del espectro en el infrarrojo cercano y por la otra la absorción de la radiación infrarroja emitida por la superficie terrestre y la troposfera. [Quiroz, 1983; Parker and Brownscombe, 1983; Labitzke and McCormick, 1992; Angel, 1997b; Kirchner et al., 1999]. El primero de los mecanismos citados es responsable de cerca del 30% del calentamiento estratosférico [Ramachandran et al., 2000], mientras que el segundo es responsable por el resto de este calentamiento.

La Figura 1, tomada de Robock, [2000], muestra los valores medios globales de las anomalías de temperatura mensuales en la estratósfera durante los últimos 20 años, medidas por el canal 4 del satélite Unidad de Sondeo de Microondas, MSU por sus siglas en inglés (Microwave Sounding Unit), [Spencer et al., 1990] (actualizado en 1999). Se tomó como período base para el cálculo de las anomalías el período 1984-1990, por la ausencia de grandes erupciones volcánicas de carácter explosivo. En dicha Figura se puede apreciar el calentamiento estratosférico producido por las erupciones de El Chichón y el Pinatubo superpuestos en la tendencia general de enfriamiento que tiene lugar en la estratósfera. Estas dos señales son claramente distinguibles y en el caso de El Chichón la temperatura se incrementa en cerca de 1°C durante los 2 años siguientes a la erupción, mientras en el caso del Pinatubo, durante el mismo período, el incremento de la temperatura es cerca del doble de esta magnitud. Como es conocido la tendencia decreciente de la temperatura en la estratósfera es producida por la destrucción de la capa de ozono y el incremento de los gases de efecto invernadero, principalmente el CO₂ [Ramaswamy et al., 1996].

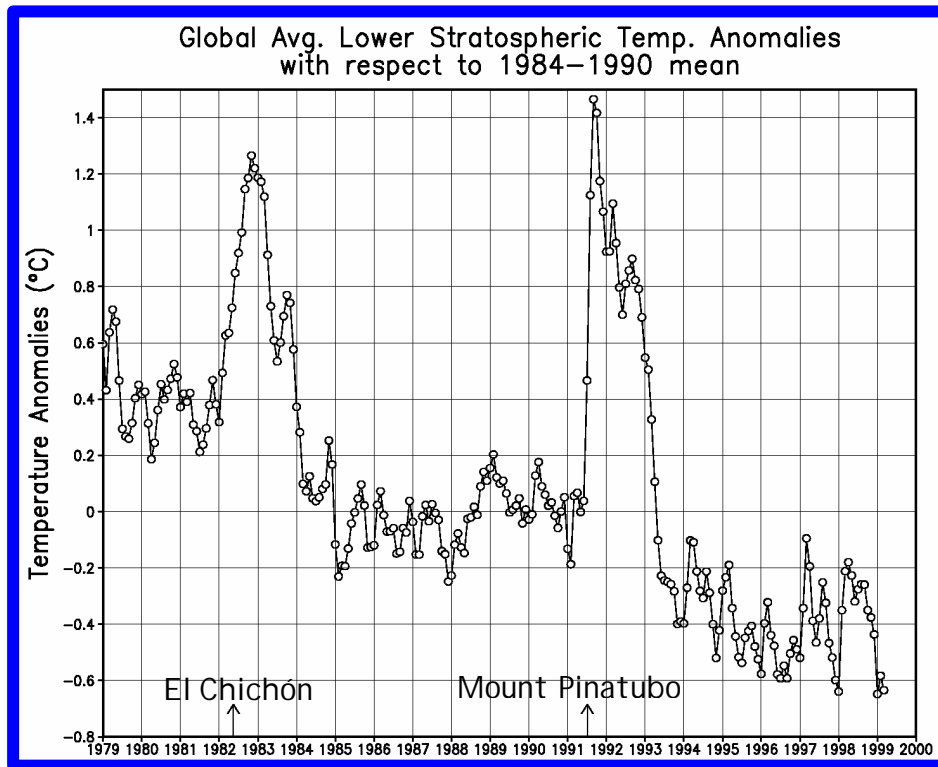


Figura 1: Valores medios globales de las anomalías de temperatura mensuales en la estratósfera durante los últimos 20 años. Anomalías de temperatura derivadas de las mediciones del canal 4 del satélite MSU [Spencer *et al.*, 1990] (actualizado en 1999). El período base para el cálculo de las anomalías fue 1984-1990, por la ausencia de grandes erupciones volcánicas de carácter explosivo. (Reproducido con permiso de "Robock, A., Volcanic eruptions and climate. *Rev. Geophys.*, **38**, 191-219, 2000", Copyright 2000 American Geophysical Union).

La reducción del ciclo diario de radiación es un efecto sobre el estado del tiempo, pero sin impacto climático. Esta asociado al bloqueo, tanto de la radiación solar que llega a la superficie durante el día, como al de la radiación infrarroja que es emitida por la superficie terrestre durante la noche. Este efecto se ha notado en el caso de intensas erupciones que producen grandes cantidades de aerosoles troposféricos, y escasos o ningunos aerosoles estratosféricos. En particular durante la erupción del Monte Santa Elena en Mayo de 1980, ubicado en el estado de Washington en los Estados Unidos, la nube troposférica de aerosoles fue tan densa que el sistema de alumbrado de las calles se encendió automáticamente en horas del mediodía. El aislamiento radiativo de la troposfera que produjo esta capa con respecto al resto de la atmósfera fue de tal magnitud que en la localidad de Yakima, cercana al volcán, la temperatura en superficie permaneció constante con un valor de 15°C durante 15 horas consecutivas, independientemente del ciclo diario.

Los errores en los resultados de los pronósticos hechos con un modelo numérico (que no incluye los aerosoles volcánicos como predictores) sirvieron para establecer la

magnitud del efecto volcánico. Se estableció un enfriamiento diurno de 8°C y un calentamiento nocturno de la misma magnitud [Robock and Mass, 1982; Mass and Robock 1982]. La reducción del ciclo diurno duró solo varios días, hasta que la nube de aerosoles troposféricos se dispersó.

La reducción de la precipitación tropical por un período entre 1 y 2 años siguientes a la erupción, asociada al bloqueo de la radiación solar y la reducción de la evaporación, es otro efecto atribuido a la presencia de grandes concentraciones de aerosoles en la estratósfera [Robock, 2002].

4.1.2 Interacción de los aerosoles estratosféricos con otros componentes de la estratósfera y tropósfera alta.

La producción y destrucción del ozono en la estratósfera están controladas por la temperatura en esta región, la radiación ultravioleta que llega a la misma así como por la presencia de superficies sobre las que tienen lugar reacciones químicas heterogéneas. Los aerosoles estratosféricos influyen sobre todos estos factores [Crutzen, 1976; Solomon et al., 1996; Solomon, 1999]. Después de la erupción del Pinatubo se reportaron reducciones en la columna de O₃ de alrededor del 5% en latitudes medias [Zerefos et al., 1994]; de entre el 2% en el trópico hasta 7% en latitudes medias [Angell, 1997a] y de cerca de un 20% en la nube de aerosoles [Grant et al., 1992; Grant, 1996].

También se han reportado efectos potenciales de in-seminación de las nubes cirros por parte de los aerosoles estratosféricos [Mohnen, 1990; Jensen et al., 1992; Song et al., 1996]. Casos individuales de la formación de nubes cirros por aerosoles estratosféricos producidos por la erupción del Pinatubo han sido reportados. Este efecto ocurre al producirse la irrupción de los aerosoles estratosféricos en la tropósfera alta a través de las zonas de ruptura de la tropopausa [Sassen et al., 1995].

4.2 Efectos indirectos

Estos efectos, conocidos también como retroalimentaciones, no son producidos directamente por la presencia de los aerosoles depositados en la estratósfera por las erupciones volcánicas intensas. Los efectos directos descritos anteriormente se convierten en la causa que produce estos nuevos efectos. O sea que no existe una relación causa-efecto solamente, sino más bien que el efecto producido por la causa inicial (la presencia de los aerosoles en la estratósfera) se convierte en una nueva causa que origina este nuevo efecto.

A pesar de ser efectos secundarios en la cadena secuencial de eventos, no por ello son menos importantes. En determinados casos el efecto secundario puede sobrepasar a alguno de los efectos directos.

El llamado “calentamiento invernal” es un efecto que se manifiesta como la ocurrencia de inviernos más cálidos en las regiones continentales del Hemisferio Norte. Este fenómeno tiene lugar en general durante el invierno siguiente a la fecha de la erupción volcánica en el caso de erupciones en la región tropical y durante el segundo invierno después de la erupción para el caso de las que ocurren en latitudes medias [Groisman, 1985, 1992; Robock and Mao, 1995].

Este fenómeno ocurre debido a la combinación de efectos radiativos y dinámicos. El calentamiento estratosférico es mayor en el trópico que las altas latitudes, lo que

intensifica el gradiente de temperatura existente entre el Ecuador y el polo. Como consecuencia se produce la intensificación del vértice polar durante el invierno del Hemisferio Norte. Luego el patrón de ondas asociado a la troposfera cambia, transportando masas de aire caliente subtropical de origen marítimo sobre los continentes [Perlwitz and Graf, 1995]. Las Figuras 2 y 3, muestran el calentamiento invernal ocurrido en los inviernos siguientes a las erupciones El Chichón y del Pinatubo respectivamente. En ambas se muestra el patrón global de anomalías de temperaturas para los inviernos (Diciembre-Febrero) de 1982-1983 y 1991-1992 en el Hemisferio Norte. Se utilizaron los últimos 20 años de mediciones del canal 2R del MSU, que mide la temperatura de la troposfera baja [Spencer et al., 1990] (actualizado en 1999). Se tomo nuevamente como período base para el cálculo de las anomalías el período 1984-1990, por la ausencia de grandes erupciones volcánicas de carácter explosivo. Puede apreciarse la presencia de anomalías de temperaturas positivas en regiones del Hemisferio Norte. En particular la temperatura es más alta de lo normal sobre Norte América, Europa y Siberia, y más fría sobre Alaska, Groenlandia, el Medio Oriente y China.

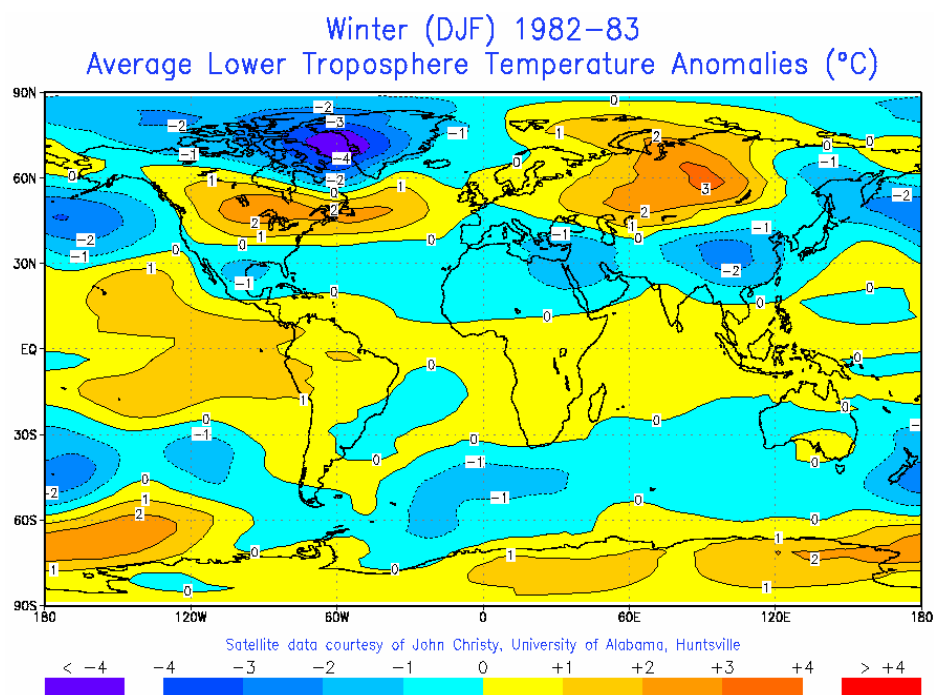


Figura 2: Patrón global de anomalías de temperaturas para el invierno (Diciembre-Febrero) de 1982-1983 en el Hemisferio Norte, después de la erupción de El Chichón. Se utilizaron los últimos 20 años de mediciones del canal 2R del MSU, que mide la temperatura de la troposfera baja [Spencer et al., 1990] (actualizado en 1999).

Como puede apreciarse, en el caso del calentamiento invernal, la combinación de los fenómenos radiativos y dinámicos produce un efecto combinado que predomina sobre el efecto radiativo directo al que se asocia el enfriamiento de la superficie terrestre.

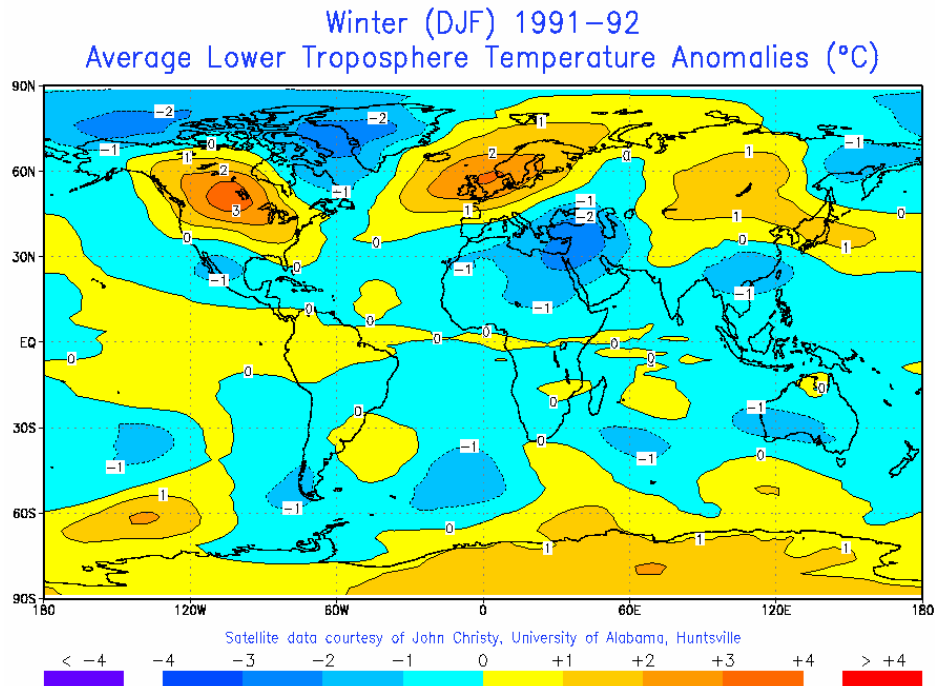


Figura 3: Igual a la Figura 2 pero para el invierno 1991-92, después de la erupción del Pinatubo. (Reproducido con permiso de ‘Robock, A., Volcanic eruptions and climate. *Rev. Geophys.*, **38**, 191-219, 2000’, Copyright 2000 American Geophysical Union).

5 Erupciones más significativas en la segunda mitad del Siglo XX

A partir de la segunda mitad del Siglo XX, la ciencia dispone de satélites y otros instrumentos de monitoreo in-situ y remoto. Ello ha permitido recopilar información en forma creciente sobre las erupciones volcánicas ocurridas desde la fecha, tanto de las particularidades de las nubes de aerosoles estratosféricos como de los efectos producidos por los mismos sobre el estado del tiempo y el clima, lo que he tenido un papel determinante en el incremento de nuestros conocimientos al respecto.

La erupción del Agung, en la isla Bali (8°S), Indonesia, en Marzo de 1963 produjo un estimado de 10Mt de aerosoles estratosféricos. Evidencias de la erupción fueron reportadas en los efectos anómalos registrados en las puestas del sol hasta principios de 1966, así como en el oscurecimiento de la Luna durante eclipses lunares.

La erupción del Mt Santa Elena en 1980 a pesar de ser muy explosiva no inyectó gran cantidad de aerosoles en la estratósfera, sino en la troposfera. Por esta razón sus efectos fueron fundamentalmente troposféricos con un período de solo varios días [Robock and Mass, 1982; Mass and Robock, 1982], careciendo de efectos globales [Robock, 1981a]. No obstante, por su ubicación geográfica recibió mucha atención y fue objeto de muchos estudios. Ello permitió documentar varios efectos de los aerosoles troposféricos de origen volcánico sobre el estado del tiempo, como por ejemplo la reducción del ciclo diurno, descrita anteriormente.

El Chichón (17°N) ubicado en Chiapas, México, hizo erupción en Abril de 1982. La nube de gases y partículas en la estratósfera se desplazó al oeste y le dio la vuelta al planeta en 3 semanas, formando, durante aproximadamente 6 meses, una banda que se extendía del Ecuador hasta cerca de los 30°N. Posteriormente se fue expandiendo en forma gradual a todas las latitudes. Se ha estimado que esta erupción produjo unos 20Mt de aerosoles estratosféricos.

Ese mismo año de 1982 se produjo un evento El Niño, en forma casi simultánea con la erupción y la posterior evolución de la capa de aerosoles estratosféricos. Esta coincidencia motivó la hipótesis de que la erupción de El Chichón había provocado El Niño. Sin embargo estudios de modelación posteriores demostraron que no existe un mecanismo físico razonable que expliquen la conexión entre ambos eventos, y que su ocurrencia fue solo coincidencia. De hecho tal tipo de estudios ha profundizado nuestros conocimientos sobre el sistema climático e incrementado nuestra confianza en los mismos.

El volcán Pinatubo (15°N), ubicado en la isla Luzón en Filipinas, efectuó una serie de erupciones en el mes de Junio de 1991, la más intensa de ellas, el día 15. Esta ha sido considerada la más intensa del Siglo XX a la vez que la mejor documentada, con un estimado de 30Mt de aerosoles estratosféricos [Bluth *et al.*, 1992]. Un número importante de satélites, lidares y otros instrumentos realizaron mediciones de la nube de aerosoles estratosféricos, constituyendo una fuente de información sobre sus características, única hasta el presente, siendo objeto de múltiples y detallados estudios que han brindado nueva y abundante información sobre los efectos climáticos de la misma.

Por ejemplo se pudo determinar la magnitud del forzamiento radiativo producido por esta erupción que ha sido estimado en cerca de -4W/m^2 al comienzo de 1992, decreciendo exponencialmente hasta valores cerca de -1W/m^2 en un período de 4 años [Minnis *et al.*, 1993; McCormick *et al.*, 1995]. Un forzamiento radiativo adicional, estimado en -0.1W/m^2 , se produjo debido al decrecimiento del contenido de O_3 producido por la presencia de los aerosoles estratosféricos a través del mecanismo descrito anteriormente. El enfriamiento global debido a la presencia de la nube de aerosoles estratosféricos producidos se estima en cerca de 0.3°C en los 2 años siguientes.

A diferencia de la erupción de El Chichón, aunque la del Pinatubo se produjo a los 15°N de latitud, la nube se expandió inicialmente hasta los 15°S. La causa de esta diferencia es que ambas erupciones ocurrieron en diferente época del año, por lo que el régimen de transporte en la estratósfera fue diferente.

6 Modelación de los efectos de las erupciones volcánicas.

La modelación de los efectos climáticos de las erupciones volcánicas ha sido muy limitada hasta fechas recientes. Empleando modelos radiativos-convectivos se ha pronosticado el enfriamiento de la superficie terrestre y el calentamiento estratosférico [Hansen *et al.*, 1978; Vupputuri and Blanchet, 1984]. Con ayuda de modelos de balance energético se ha mostrado también el enfriamiento de la superficie terrestre durante varios años posteriores a las mayores erupciones volcánicas [Schneider and Mass, 1975; Gilliland and Scheider, 1984]. Varios estudios han sido realizados también empleando modelos de circulación general (mas conocidos como GCM por sus siglas en ingles, General Circulation Models), en los que se incluye la dinámica [Rind *et al.*, 1992; Graf *et al.*, 1993].

El estado actual de nuestros conocimientos sobre los mecanismos que predominan

en la evolución de los procesos que tienen lugar en la atmósfera y el océano, unidos a los grandes avances de la tecnología computacional han permitido el desarrollo de potentes GCM. Tales modelos han alcanzado un alto nivel de desarrollo y son capaces de reproducir las características generales de la mayoría de los procesos que gobiernan el estado del tiempo y el clima. No obstante estos grandes avances, los actuales GCM se encuentran en proceso continuo de modernización y actualización, a medida que los resultados obtenidos con ellos son sometidos a comprobación con mediciones experimentales. Algoritmos y parametrizaciones más sofisticados y precisos se están introduciendo y comprobando continuamente.

En el caso particular del estudio de los efectos climáticos de las erupciones volcánicas, los GCM requieren de información detallada y precisa sobre la concentración de los aerosoles en la estratósfera, su distribución global y vertical, así como sus propiedades ópticas. Recientemente se llevó a cabo la primera modelación exitosa del llamado "Calentamiento Invernal" utilizando el modelo ECHAM-4 [Roekner *et al.*, 1996] del Instituto Max-Planck de Alemania [Stenchikov *et al.*, 1998; Kirchner *et al.*, 1999].

La Figura 4 muestra el patrón de anomalías de temperatura en superficie para el invierno 1991-1992 producido por la simulación. Nótese las anomalías positivas sobre Norte América, Europa y parte de Siberia, similar al patrón que muestran las observaciones que tuvo lugar después de la erupción, el que se muestra en la Figura 3.

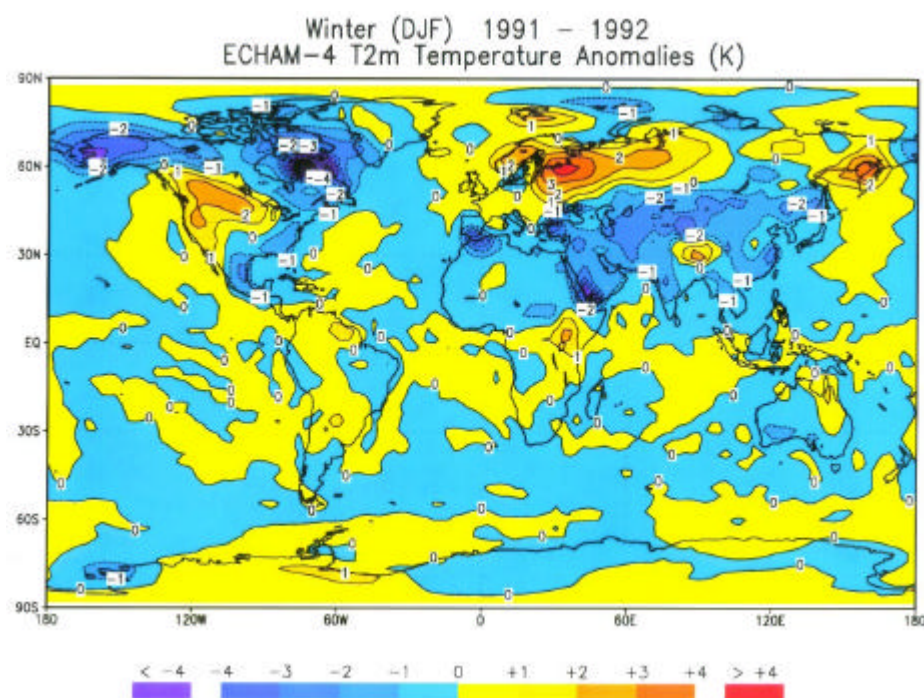


Figura 4: Anomalías de temperatura en superficie (2m) para el invierno 1991-1992 producido por la simulación realizada empleando el modelo ECHAM-4.

La modelación exitosa del calentamiento invernal y de otros efectos asociados a la erupción del Pinatubo fue posible gracias a las mejoras introducidas en este GCM y al nivel

de detalle con que se describió (parametrizó) la evolución espacio-temporal de la concentración y las propiedades ópticas de la nube de aerosoles estratosféricos producidos por la erupción del Pinatubo el 15 de Junio de 1991, incluidas las características espectrales de la misma. Tal descripción fue posible debido al uso de la información sobre tales propiedades de la nube estratosférica registrada por las mediciones de varios satélites. Particularmente se hizo uso de la que registro el instrumento SAGE II (Stratospheric Aerosol and Gas Experiment II) [Russell and McCormick, 1989]. Se emplearon además propiedades derivadas de otros instrumentos a bordo de satélites como los valores del radio efectivo de los aerosoles obtenidos del UARS (Upper Atmosphere Research Satellite) [Reber et al., 1993; Grainger et al., 1995]. También se empleó información de otros instrumentos como el SAM II (Stratospheric Aerosol Measurement II) [McCormick et al., 1981], el AVHRR (Advanced Very High Resolution Radiometer) [Stowe et al., 1992] y el TOMS (Total Ozone Mapping Spectrometer) [Torres et al., 1995]. Se obtuvieron piezas de información complementaria de las mediciones de lidar (Light Detection And Ranging) así como de contadores de partículas instalados en globos sondas [Deshler et al., 1993].

A pesar de los resultados positivos obtenidos con estas simulaciones, un grupo de dificultades y limitaciones fueron encontradas. Parte de las mismas esta asociada a la falta de datos durante los primeros meses que siguieron a la erupción en las alturas inferiores a los 22km en la zona tropical (~ 15°S a 20°N). Una de las causas fundamentales que condujo a la presencia de estos "huecos" en las mediciones fue el hecho de que debido a la alta concentración de aerosoles en el trópico por debajo de los 22 km, la luz solar que atravesaba esta masa de aerosoles fue atenuada en tal magnitud que la escasa radiación que atravesó la nube no fue capaz de ser registrada por el radiómetro instalado en el instrumento. Existe también una falta de información adicional en este instrumento a alturas por debajo de la tropopausa, asociada con la presencia de nubes así como debido a limitaciones en la cobertura latitudinal del instrumento [McCormick and Veiga, 1992].

6 Sumario

En los últimos años se ha experimentado un gran progreso en nuestro conocimiento sobre los efectos climáticos de las erupciones volcánicas. Se ha verificado la existencia de efectos descritos con anterioridad, como es el caso del efecto de bloqueo de la radiación solar. Y otros nuevos han sido descubiertos, como es el caso del efecto de inseminación de las nubes cirros y el calentamiento invernal. A este progreso ha contribuido el estudio los grandes volúmenes de mediciones acumulados durante y después de las más recientes erupciones, así como el desarrollo de modelos numéricos, que permiten ejecutar experimentos imposibles de repetir a escala natural. Notable progreso se ha producido también en la identificación y formulación de los mecanismos que gobiernan estos efectos.

A pesar de este innegable progreso existen nuevas interrogantes sobre los efectos descritos. Precisiones y verificaciones de los mismos y de los mecanismos asociados son necesarias. También se incrementa la necesidad de información mas detallada en tiempo y espacio sobre los aerosoles estratosféricos y las distribuciones de sus propiedades físicas y químicas.

La integración de los efectos climáticos de las erupciones volcánicas dentro del contexto de los efectos producidos por el resto de los agentes que determinan el clima es también una de las prioridades actuales a la que se dedica un número creciente de investigaciones.

Referencias:

Ahn, M.H., *A new SO₂ retrieval algorithm using total ozone mapping spectrometer radiance and its applications*, Ph.D. dissertation, Dept. Meteorology, Univ. Maryland, 192 pp., 1997.

Angell, J. K., Estimated impact of Agung, El Chichón, and Pinatubo volcanic eruptions on global and regional total ozone after adjustment for the QBO, *Geophys. Res. Lett.*, *24*, 647-650, 1997a.

Angell, J. K., Stratospheric warming due to Agung, El Chichón, and Pinatubo taking into account the quasi-biennial oscillation, *J. Geophys. Res.*, *102*, 9,479-9,485, 1997b.

Bluth G. J. S., S. D. Doiron, S. C. Schnetzler, A. J. Krueger, and L. S. Walter, Global tracking of the SO₂ clouds from the June, 1991 Mount Pinatubo eruptions, *Geophys. Res. Lett.*, *19*, 151-

Crutzen, P. J., The possible importance of CSO for the sulfate layer of the stratosphere, *Geophys. Res. Lett.*, *3*, 73-76, 1976.

Deshler, T., B.J. Johnson and W.R. Rozier, Balloonborne measurements of Pinatubo aerosol during 1991 and 1992 at 41 N: vertical profiles, size distribution and volatility. *Geophys. Res. Lett.*, *20*, 1435-1438, 1993.

Forsyth, P. Y., In the wake of Etna, 44 B.C., *Classical Antiquity*, *7*, 49-57, 1988.

Franklin, B., Meteorological imaginations and conjectures, *Manchester Literary and Philosophical Society Memoirs and Proceedings*, *2*, 122, 1784. [Reprinted in *Weatherwise*, *35*, 262, 1982].

Gilliland, R. L., and S. H. Schneider, Volcanic, CO₂, and solar forcing of Northern and Southern Hemisphere surface temperatures, *Nature*, *310*, 38-41, 1984.

Graf, H.-F., I. Kirchner, A. Robock, and I. Schult, Pinatubo eruption winter climate effects: Model versus observations, *Climate Dynamics*, *9*, 81-93, 1993.

Grainger, R. G., A. Lambert, C. D. Rogers, F. W. Taylor, and T. Deshler, Stratospheric aerosols effective radius, surface area and volume estimated from infrared measurements. *J. Geophys. Res.*, *100*, 16,507-16,518, 1995

Grant, W. B., Tropical stratospheric ozone changes following the eruption of Mount Pinatubo, in *NATO ASI Series, Vol. I 42*, The Mount Pinatubo Eruption Effects on the Atmosphere and Climate, Springer-Verlag, 161-175, 1996.

Grant, W. B., J. Fishman, E. V. Browell, V. G. Brackett, D. Nganga, A. Minga, B. Gros, R. E. Veiga, C. F. Butler, M. A. Fenn, and G. D. Nowicki, Observations of reduced ozone concentrations in the tropical atmosphere after the eruption of Mt. Pinatubo, *Geophys. Res. Lett.*, *19*, 1109-1112, 1992.

Grattan, J., M. Brayshay, and J. Sadler, Modelling the distal impacts of past volcanic gas emissions; Evidence of Europe-wide environmental impacts from gases emitted during the eruption of Italian and Icelandic volcanoes in 1783, *Quaternaire*, *9*, 25-35, 1998.

Groisman, P. Y., Regional climate consequences of volcanic eruptions (in Russian), *Meteorol. Hydrol.*, *No. 4*, 39-45, 1985.

Groisman, P. Y., Possible regional climate consequences of the Pinatubo eruption: An empirical approach, *Geophys. Res. Lett.*, *19*, 1603-1606, 1992.

Gruner, P., and H. Kleinert, *Prob. Kosm. Phys.* *10*, 1927

Hansen, J. E., W.-C. Wang, and A. A. Lacis, Mount Agung provides a test of a

global climatic perturbation, *Science*, 199, 1065-1068, 1978

Jensen, E. J. and O. B. Toon., The potential effects of volcanic aerosols on cirrus cloud microphysics. *Geophys. Res. Lett.*, 19, pp. 1759-1762, 1992.

Junge, C. E., C. W. Chagnon, J. E. Mason, *J. Meteorol.*, 18, 81, 1961.

Junge, C. E. and J. E. Mason, *J. Geophys. Res.*, 66, 2163-2182, 1961

Kirchner, I., G. L. Stenchikov, H.-F. Graf, A. Robock, and J. C. Antuña, Climate model simulation of winter warming and summer cooling following the 1991 Mount Pinatubo volcanic eruption, *J. Geophys. Res.*, 104, 19,039-19,055, 1999.

Labitzke, K. and M. P. McCormick, Stratospheric temperature increases due to Pinatubo aerosols. *Geophys. Res. Lett.*, 19, 207-210, 1992

Luhr, J. F., I. S. E. Carmichael, and J. C. Varekamp, The 1982 eruptions of El Chichón volcano, Chiapas, Mexico: Mineralogy and petrology of the anhydrite-bearing pumices, *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 23, 69-108, 1984.

MacCracken, M. C. and F. M. Luther, Preliminary estimate of the radiative and climatic effects of the El Chichón eruption, *Geofísica Internacional*, 23, 385-401, 1984.

Mass, C., and A. Robock, The short-term influence of the Mount St. Helens volcanic eruption on surface temperature in the Northwest United States, *Mon. Weather Rev.*, 110, 614-622, 1982.

McCormick, M. P., W. P. Chu, G. W. Grams, P. Hamill, B. M. Herman, L. R. McMaster, T. J. Pepin, P. B. Russell, H. M. Steele, and T. J. Swisler, High-latitude stratospheric aerosols measured by the SAM II satellite system in 1978 and 1979. *Science*, 214, 328-331, 1981.

McCormick, M. P., and R. E. Veiga, SAGE II measurements of early Pinatubo aerosols, *Geophys. Res. Lett.*, 19, 155-158, 1992.

McCormick, M. P., L. W. Thomason and C. R. Trepte, Atmospheric effects of the Mt Pinatubo eruption., *Nature*, 373, 399-404, 1995.

Mitchell, J. M., Jr., Recent secular changes of the global temperature, *Ann. N. Y. Acad. Sci.*, 95, 235-250, 1961.

Mohnen, V. A., Stratospheric ion and aerosol chemistry and possible links with cirrus cloud microphysics—a critical assessment, *J. Atmos. Sci.*, 47, 1933-1948, 1990.

Newhall, C. G., and S. Self, The Volcanic Explosivity Index (VEI): An estimate of explosive magnitude for historical volcanism, *J. Geophys. Res.*, 87, 1231-1238, 1982.

Parker, D. E., and J. K. L. Brownscombe, Stratospheric warming following the El Chichón volcanic eruption, *Nature*, 301, 406-408, 1983.

Perlwitz, J., and H.-F. Graf, The statistical connection between tropospheric and stratospheric circulation of the northern hemisphere in winter, *J. Climate*, 8, 2281-2295, 1995.

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

Quiroz, R. S., The isolation of stratospheric temperature change due to the El Chichón volcanic eruption from nonvolcanic signals, *J. Geophys. Res.*, 88, 6773-6780, 1983.

Ramachandran, S., V. Ramaswamy, G. L. Stenchikov, and A. Robock, Radiative impacts of the Mt. Pinatubo volcanic eruption: Lower stratospheric response, *J. Geophys. Res.*, 105, 24,409-24,429, 2000.

Ramaswamy, V., M. D. Schwarzkopf, and W. J. Randel, Fingerprint of ozone

depletion in the spatial and temporal pattern of recent lower-stratospheric cooling, *Nature*, 382, 616-618, 1996.

Rampino, M. R. and S. Self, Sulphur-rich volcanic eruptions and stratospheric aerosols, *Nature*, 310, 677-679, 1984.

Reber, C. A., C. E. Trevathan, R. J. McNeal, and M. R. Luther, The Upper Atmosphere Research Satellite (UARS) Mission, *J. Geophys. Res.* 98, 10643-10647, 1993.

Rind, D., N. K. Balachandran, and R. Suozzo, Climate change and the middle atmosphere. Part II: The impact of volcanic aerosols, *J. Climate*, 5, 189-208, 1992.

Roeckner, E., K. Arpe, L. Bengtsson, M. Christoph, M. Claussen, L. Duemenil, M. Ecshe, M. Giogetta, U. Schlese, and U. Schulzweida, *The atmospheric general circulation model ECHAM4: Model description and simulation of present-day climate*, Report No. 218, 90 pp., Max-Planck-Institut für Meteorologie, Hamburg, Germany, 1996.

Robock, A., The Mount St. Helens volcanic eruption of 18 May 1980: Minimal climatic effect, *Science*, 212, 1383-1384, 1981a.

Robock, A., and C. Mass, The Mount St. Helens volcanic eruption of 18 May 1980: Large shortterm surface temperature effects, *Science*, 216, 628-630, 1982.

Robock, A. and J. Mao, The volcanic signal in surface temperature observations, *J. Climate*, 8, 1086-1103, 1995.

Robock, A., and M. P. Free, Ice cores as an index of global volcanism from 1850 to the present, *J. Geophys. Res.*, 100, 11,549-11, 567, 1995. - 28 -

Robock, A., and M. P. Free, The volcanic record in ice cores for the past 2000 years, *Climatic Variations and Forcing Mechanisms of the Last 2000 Years*, edited by Philip D. Jones, Raymond S. Bradley, and Jean Jouzel, Springer-Verlag, Berlin, 533-546, 1996.

Robock, A., Volcanic eruptions and climate. *Rev. Geophys.*, 38, 191-219, 2000.

Robock, A., Volcanic eruptions. *Encyclopedia of Global Environmental Change* Volume 1, edited by Michael C. McCracken and John S. Perry, John Wiley & Sons, Ltd, Chichester, , 738-734, 2002.

Sassen, K., 1992: Evidence of liquid phase cirrus clouds formation from volcanic aerosols: climate implications. *Science*, 257, pp.516-519.

Simkin, T., and R. S. Fiske, *Krakatau 1883: The Volcanic Eruption and Its Effects*, Smithsonian, Washington, D.C., 464 pp., 1983.

Simkin, T., and L. Siebert, *Volcanoes of the World, Second Ed.*, Geoscience Press, Tucson, Az., 349 pp., 1994.

Schneider, S. H., and C. Mass, Volcanic dust, sunspots and temperature trends, *Science*, 190, 741-746, 1975.

Solomon, S., R. W. Portmann, R. R. Garcia, L. W. Thomason, L. R. Poole, and M. P. McCormick, The role of aerosol variations in anthropogenic ozone depletion at northern midlatitudes, *J. Geophys. Res.*, 101, 6713-6727, 1996.

Solomon, S., Stratospheric ozone depletion: A review of concepts and history, *Rev. Geophys.*, 37, 275-316, 1999

Song, N., D. O' C. Starr, D. J. Wuebles, A. Williams and S. Larson, 1996: Volcanic aerosols and interannual variation of high clouds. *Geophys. Res. Lett.*, 23, pp. 2657-2660.

Spencer, R. W., J. R. Christy, and N. C. Grody, Global atmospheric temperature monitoring with satellite microwave measurements: Method and results 1979-1984, *J. Climate*, 3, 1111-1128, 1990.

Stenchikov, G. L., I. Kirchner, A. Robock, H.-F. Graf, J. C. Antuña, R. G. Grainger,

A. Lambert, and L. Thomason, Radiative forcing from the 1991 Mount Pinatubo volcanic eruption, *J. Geophys. Res.*, *103*, 13,837-13,857, 1998.

Stommel, H., and E. Stommel, *Volcano Weather, the Story of 1816, The Year Without a Summer*, Seven Seas Press, Newport, R. I., 177 pp., 1983.

Stothers, R. B., The great Tambora eruption in 1815 and its aftermath, *Science*, *224*, 1191-1198, 1984.

Stowe, L. L., R.M. Carey and P.P. Pellegrino, Monitoring the Mt. Pinatubo aerosol layer with NOAA/11 AVHRR data. *Geophys. Res. Lett.*, *19*, 159-62, 1992.

Symons, G. J., Editor, *The Eruption of Krakatoa, and Subsequent Phenomena*, Trübner, London, England, 494 pp., 1888.

Toon, O. B., and J. B. Pollack, Atmospheric aerosols and climate, *American Scientist*, *68*, 268-278, 1980.

Torres, O., J. R. Herman, P.K. Barthia, and Z. Ahmad, Properties of Mt. Pinatubo aerosols as derived from Nimbus 7 total ozone mapping spectrometer measurements. *J. Geophys. Res.*, *100*, 14,043 – 14,055, 1995.

Vupputuri, R. and J. P. Blanchet, The possible effects of El Chichón eruption on atmospheric thermal and chemical structure and surface climate., *Geof. Int.*, *23*, 433-447, 1984.

Zerefos, C. S., K. Tourpali, and A. F. Bais, Further studies on possible volcanic signal to the ozone layer, *J. Geophys. Res.*, *99*, 25,741-25,746, 1994.