Apuntes para un Curso Breve sobre

LOS PELIGROS VOLCANICOS

2-3 de julio de 1989, Santa Fé, Nuevo México, U.S.A.

Robert I. Tilling y Raymundo S. Punongbayan
Co-Organizadores del Curso Breve

Robert I. Tilling
Edición

Bernardo Beate
Traducción

Publicado por

Organización Mundial de Observatorios Vulcanológicos
[World Organization of Volcano Observatories]

con el Apoyo de

División de Ciencias de la Tierra, UNESCO (Paris)
[Division of Earth Sciences, UNESCO (Paris)]

Oficina de Asistencia al Exterior en Caso de Desastres de USAID
[Office of Foreign Disaster Assistance,
U.S. Agency for International Development (USAID)]

Servicio Geológico de los Estados Unidos
[U.S. Geological Survey]

1993

INDICE

	PREFACIO Y AGRADECIMIENTOS (Edición en Inglés)	*iv*
	PREFACIO Y AGRADECIMIENTOS (Edición en Español)	*v*
CAPITULO 1.	INTRODUCCION Y MARCO GENERAL	**1**
	Robert I. Tilling	
CAPITULO 2.	LOS PELIGROS VOLCANICOS	**9**
	William E. Scott	
CAPITULO 3.	ZONIFICACION DE LOS PELIGROS VOLCANICOS Y PREDICCIONES A LARGO PLAZO	**25**
	William E. Scott	
CAPITULO 4.	LA VIGILANCIA DE LOS VOLCANES Y PREDICCIONES A CORTO PLAZO	**51**
	Norman G. Banks, Robert I. Tilling, David H. Harlow, y John W. Ewert	
CAPITULO 5.	LA HISTORIA DE ALGUNOS CASOS RECIENTES	**83**
	Raymundo S. Punongbayan y Robert I. Tilling	
CAPITULO 6.	LAS RESPUESTAS CIENTIFICAS Y DEL PUBLICO	**105**
	Robert I. Tilling y Raymundo S. Punongbayan	
	REFERENCIAS (Para todos los capítulos)	**109**

PREFACIO Y AGRADECIMIENTOS
(Edición en Inglés)

La erupción catastrófica del Mount St. Helens el 18 de mayo de 1980 dio inicio a la peor década de crisis y desastres volcánicos desde 1902, año en el que tres erupciones durante un período de 6 meses (Mont Pelée, Martinica; Soufriére, St. Vincent; y Santa María, Guatemala) cobraron más de 36.000 vidas humanas (Tilling, 1989). Los desastres y crisis volcánicas de la década de los 80 aumentaron enormemente el nivel de conciencia científica y pública en lo referente a erupciones volcánicas y sus peligros asociados, impulsaron avances en vulcanología, llevaron a la creación de nuevos observatorios volcanológicos, y estimularon la realización de numerosas conferencias, simposios y talleres internacionales sobre tópicos relacionados a los peligros volcánicos. Así, fue oportuno que los organizadores del 28°. Congreso Geológico Internacional [IGC] (Washington, D.C. del 9 al 19 de julio, 1989) y de la Asamblea General sobre Magmatismo Continental de la Asociación Internacional de Vulcanología y Química del Interior de la Tierra [IAVCEI] (Santa Fe, Nuevo México, 25 de junio a 1°. de julio, 1989) decidieron auspiciar conjuntamente un "Curso Breve sobre los Peligros Volcánicos."

Los capítulos aquí presentados proporcionan el marco para el curso breve de dos días, a llevarse a cabo el 2-3 de junio, 1989, en la Universidad de Santa Fe, Nuevo México. Este curso breve, co-auspiciado también por la División de Ciencias de la Tierra de la Organización de las Naciones Unidas para la Educación, la Ciencia y la Cultura [UNESCO] (París), estará abierto para participantes tanto en la reunión del IGC como de la IAVCEI. Evidentemente el vasto tema de los peligros volcánicos no puede ser cubierto de manera completa en tan sólo dos días. La meta fundamental de este curso breve es revisar algunos principios y métodos básicos de mitigación de los peligros volcánicos, enfatizando los países en vías de desarrollo, donde estan ubicados la mayoría de los volcanes peligrosos del mundo. Además de conferencias y discusiones en el aula, el curso breve también incluye una excursión de medio día para examinar depósitos volcánicos y sus características, y para demostrar algunas mediciones utilizadas en el monitoreo volcánico.

Estos apuntes para el curso sólo se refieren a las actividades de aula, y pueden ser complementadas por medio de trabajos no publicados a ser distribuídos a los participantes. [El lector interesado puede obtener un juego de estos trabajos libre de costo contactando a cualquiera de los autores.] En vista de las limitaciones de tiempo y espacio, estos apuntes necesariamente son breves y generales; su intención no es ofrecer una cobertura completa de los temas, sino más bien proporcionar el marco de referencia para una discusión y ofrecer una guía hacia estudios más especializados y detallados (dados en las REFERENCIAS). En algunos aspectos, el curso breve de Santa Fe sigue el alcance y formato del componente de peligros volcánicos del "Programa de Entrenamiento para Peligros Geológicos e Hidrológicos" llevado a cabo con mucho éxito por el Servicio Geológico de los Estados Unidos (USGS) en marzo de 1984 (Williams & Kitzmiller, 1984).

Este curso no podría haber sido ofrecido y llevado a cabo sin la participación de muchos grupos e individuos. Los comités organizadores del 28° IGC y de la Asamblea General sobre Magmatismo Continental de la IAVCEI, así como la División de Ciencias de la Tierra de la UNESCO, París, proporcionaron el apoyo logístico y motivacional. Mis agradecimientos más sinceros van para mi co-organizador, Raymundo S. Punongbayan, y para los conferencistas Norman G. Banks, John W. Ewert, David H. Harlow y William E. Scott, por haberse tomado el tiempo, a pesar de sus múltiples actividades, para servir en el equipo que llevó a cabo el curso. Uno o más borradores de los capítulos de estos apuntes para el curso fueron revisados por Steven Brantley, John J. Dvorak, C. Dan Miller, L.J. Patrick Muffler, Christopher G. Newhall, Donald W. Peterson, Patrick Pringle y Donald A. Swanson—todos ellos del Servicio Geológico de los Estados Unidos (USGS). Sus comentarios críticos y sugerencias valiosas mejoraron materialmente el contenido y la presentación de los capítulos. Un agradecimiento muy especial para Manuel Nathenson (USGS, Menlo Park) por sus consejos técnicos y ayuda en la preparación de la edición final (camera-ready copy), así como para Pamela Hanback (Unión Geofísica Americana [AGU] Washington, D.C.) por la armada cuidadosa de este volumen.

Los gobiernos de Canadá, Islandia, Francia, Italia, Japón, Estados Unidos y algunos otros países ayudaron a proporcionar y/o coordinar el apoyo logístico relacionado a las respuestas científicas a algunos desastres volcánicos de la década de los 80. En este sentido, las siguientes organizaciones internacionales desempeñaron papeles especialmente significativos: Instituto Vulcanológico Nórdico, Reykjavik; División de Ciencias de la Tierra, UNESCO, París; Oficina del Coordinador de las Naciones Unidas de Ayuda en Caso de Desastres, UNDRO, Ginebra, y Organización Mundial de Observatorios Volcánicos (WOVO), una Comisión de la IAVCEI.

Finalmente, en nombre de todos los miembros de este equipo que elaboró el curso breve, deseo expresar nuestro reconocimiento por los estudios y observaciones de los fenómenos eruptivos realizados por nuestros colegas que trabajan en volcanes activos o potencialmente activos alrededor del mundo. Solamente se lograrán avances significativos en el monitoreo volcánico y en la predicción de erupciones en base a una mejor comprensión del funcionamiento de muchos volcanes individuales, en lugar de sólo unos pocos volcanes seleccionados.

Robert I. Tilling, Editor
Menlo Park, California
marzo de 1989

PREFACIO Y AGRADECIMIENTOS
(Edición en Español)

Desde la publicación de la edición en inglés de *Volcanic Hazards* (Tilling, 1989), el interés científico y público por los fenómenos volcánicos ha permanecido fuerte. El mantenimiento de un mayor nivel de conciencia respecto a erupciones volcánicas y sus peligros asociados refleja en gran medida la ocurrencia reciente de varias erupciones mayores: Volcán Redoubt (Alaska, U.S.A.) Diciembre 1989 - Agosto 1990, la cual causó estragos fuertes en la aviación civil y amenazó rutas navieras (Brantley, 1990); Volcán Kilauea (Hawaii, U.S.A.), cuya actividad muy prolongada y espectacular--que comenzó en 1983 y continúa al presente--ha destruido 180 casas y no da indicios de parar (Heliker & Wright, 1991); Volcán Unzen (Kyushu, Japón), el cual se reactivó en julio de 1990 después de casi dos siglos de no-actividad, y cuyos flujos piroclásticos, originados por colapso del domo, provocaron la muerte de 42 personas (incluyendo tres vulcanólogos) desde junio de 1991 y la evacuación de 12.000 personas (Shimozuru, 1991); y el Volcán Pinatubo (Luzon, Filipinas), cuya erupción cataclísmica del 15 de junio de 1991—la segunda o tercera más grande del siglo—causó cientos de muertos, destrucción generalizada y gran sufrimiento humano (segun el Grupo Técnico del Observatorio Vulcanológico de Pinatubo, 1991). Así, la década de 1990 parece iniciar de manera igualmente ominosa que la anterior, que fue la peor en términos de desastres volcánicos desde comienzos de siglo.

Dentro de este contexto, es muy apropiado el que la década de 1990 ha sido designada por las Naciones Unidas como la *Década Internacional para la Reducción de Desastres Naturales* (DIRDN). Bien que ésta no fue su intención original, esta edición en español de los Apuntes para el "Curso Breve sobre Peligros Volcánicos" (Santa Fe, Nuevo México, Julio 1989) puede ser considerada como una contribución al programa de DIRDN, para mejorar las comunicaciones y la diseminación de la información dentro de la comunidad vulcanológica mundial. Muchos de los volcanes más peligrosos del mundo están localizados en los países densamente poblados de habla hispana de la región Latinoamericana y del Caribe.

Mi profundo agradecimiento va para las siguientes personas y organizaciones que hicieron posible este volumen: Dr. Michio Hashizume (División de Ciencias de la Tierra, UNESCO, París) por su apoyo entusiasta del proyecto de traducción desde su inicio; la Oficina de Asistencia al Exterior en Caso de Desastres (OFDA) de USAID por correr con los gastos de impresión; el Servicio Geológico de los Estados Unidos (USGS) por contribuciones en especie durante la preparación de la edición final (camera-ready copy); y Dr. Alberto A. Giesecke (Director, Centro Regional de Sismología para América del Sur, Lima, Perú) por la coordinación administrativa del contrato con la UNESCO. Finalmente, deseo expresar mi agradecimiento más sincero al Ing. Bernardo Beate (Instituto Ecuatoriano de Electrificación, Quito, Ecuador) por su traducción meticulosa del texto inglés y a la Sra. Patricia Beate por su ayuda oportuna durante la preparación y transmisión del texto en español.

Tal como se recalca en el *Prefacio y Agradecimientos* de la edición en inglés, estos apuntes para el curso breve no pretenden dar una cobertura total al vasto tema de los peligros volcánicos, sino más bien proporcionar una introducción y revisión de los principios básicos. El lector interesado puede profundizar en cualquier aspecto del tema consultando los estudios más especializados que se citan (ver REFERENCIAS). Espero sinceramente que este volumen sea de utilidad para mis colegas de habla hispana al iniciar o expandir la vigilancia y los estudios de evaluación de los peligros de los volcanes potencialmente peligrosos de sus países.

Robert I. Tilling, Editor
Menlo Park, California
julio de 1993

CAPITULO 1. INTRODUCCION Y MARCO GENERAL

Robert I. Tilling

U.S. Geological Survey, Menlo Park, California 94025

Introducción

El volcanismo ha jugado un papel importante en el pasado geológico de nuestro planeta, tal como se evidencia en el origen volcánico de gran parte de la corteza terrestre, tanto debajo como fuera del mar. En la escala geológica del tiempo, la actividad volcánica ha beneficiado a la humanidad creando terrenos fértiles y de gran belleza escénica, los cuales estimulan y proporcionan sustento, permitiendo asf el desarrollo de civilizaciones. Sin embargo, en la escala humana del tiempo, las erupciones volcánicas afectan de una manera negativa a la sociedad si éstas ocurren en regiones pobladas y/o cultivadas.

Se sabe que más de 1.300 volcanes han entrado en erupción durante los últimos 10.000 años; aproximadamente la mitad de éstos han registrado erupciones en tiempos históricos. Dos tercios de los volcanes activos se ubican en o cerca de los límites de las placas tectónicas en la región circumpacífica. Típicamente, unos 50 volcanes entran anualmente en erupción, y este promedio no ha variado apreciablemente en tiempos históricos (Simkin et al., 1981). Peterson (1986, tabla 15.1) ha estimado que unos 360 millones de personas - aproximadamente el 10% de la población del planeta - viven sobre o cerca de volcanes potencialmente peligrosos. Con la rápida expansión de la población humana, especialmentemente en los ya densamente poblados países en vías de desarrollo, y si se mantiene la frecuencia eruptiva actual, muchos millones de personas más estarán bajo la amenaza de alguna actividad volcánica futura. Dado que el "abandono total de todas las áreas volcánicas...no es una alternativa realista" (Walker, 1982, p.156), la comunidad científica y las autoridades civiles encaran un problema crónico y progresivamente más agudo al tener que enfrentar los peligros potenciales de erupciones futuras.

La Vulcanología: El Estudio de los Fenómenos Eruptivos

La ciencia de la vulcanología, en su sentido más amplio, comprende todos los estudios de los fenómenos magmáticos y volcánicos que ocurren tanto en el manto como en la corteza. A propósito de este trabajo, se define a la vulcanología como el estudio del transporte y erupción de magma (Sigurdsson, 1987), enfatizando los volcanes activos o potencialmente activos (Tilling, 1987). La tabla 1.1 resume las relaciones cualitativas generales entre el tipo de volcán, la composición de la lava y el estilo eruptivo; para obtener una información más especffica sobre los volcanes y sus productos y comportamiento, se sugiere al lector la consulta de libros de texto de vulcanología (p.e. Macdonald, 1972; Bullard, 1984; Williams & McBirney, 1979; Fischer & Schmincke, 1984). Muchos geocientíficos realizan levantamientos geológicos de terrenos volcánicos muy antiguos o llevan a cabo investigaciones sobre fenómenos volcánicos y magmáticos asociados que han ocurrido en el pasado geológico, pero solamente unos pocos trabajan en vulcanología (tal como se la definió arriba), y menos todavía están involucrados directamente en la evaluación y/o vigilancia de los peligros volcánicos.

La ciencia de la vulcanología ha estado asociada con, y ha sido catalizada por, los peligros volcánicos y los desastres. Por ejemplo, la primera descripción fehaciente de una erupción estaba contenida en dos cartas escritas por Plinio El Joven al historiador romano Tácito, describiendo en éstas la muerte de su tío, el famoso erudito romano Plinio el Viejo, quien se asfixió mientras observaba la erupción del Vesuvio en el año 79 de nuestra era (Sigurdsson et al., 1985 b). Sin embargo, la erupción de 1815 del Tambora (Sumbawa, Indonesia)--la erupción más grande y mortífera registrada por la historia--tuvo un impacto científico mínimo, por cuanto el volcán está ubicado en una región remota, las comunicaciones a nivel global eran pobres, y porque el estado de las ciencias naturales en ese tiempo era muy inmaduro (Simkin & Fiske, 1983). Ninguna expedición científica fue enviada al volcán Tambora hasta 1847, y pasaron ocho años más hasta que se publique el informe de la expedición (Zollinger, 1855) ! En contraste a esto, la erupción de 1883 del Krakatoa (Estrecho de la Sonda, Indonesia) causó gran revuelo tanto dentro de la comunidad científica como entre el público en general. La erupción indujo la primera investigación debidamente organizada de un desastre volcánico y sus

TABLA 1.1. Relaciones generales entre tipos de volcanes, tipo predominante de lava, estilos eruptivos y características eruptivas más comunes (según Tilling, 1987, Tabla 2).

Tipo de Volcán	Lava predominante		Estilo eruptivo	Características eruptivas más comunes
	Composición	Viscosidad relativa		
Escudo-Volcán[1]	Basáltica	Fluidal	Generalmente no explosivo a débilmente explosivo	Fuentes de lava, flujos de lava (extensos), lagos y pozas de lava
Estrato-volcán[2]	Andesítica	Menos fluidal	Generalmente explosivo, pero a veces no explosivo	Flujos de lava (medianos), productos balísticos explosivos, caídas de tefra, flujos y oleadas piroclásticos
	Dacítica a Riolítica	Viscosa a muy viscosa	Típicamente muy explosivo, pero puede ser no explosivo, especialmente después una explosión grande	Productos balísticos explosivos, caídas de tefra, flujos y oleadas piroclásticos, flujos de lava (cortos) y domos de lava

[1] Ubicados generalmente en el interior de las placas tectónicas ("intraplaca"), y presumiblemente sobreyacen "puntos calientes," aunque también ocurren en otros ambientes tectónicos (p.e., Galápagos, Islandia, Kamchatka).

[2] Ubicados generalmente a lo largo o cerca de los márgenes de placas tectónicas convergentes (zonas de subducción); también se los denomina volcanes compuestos.

consecuencias, ya que, hacia finales del siglo 19, tanto la transportación global como las comunicaciones habían mejorado substancialemtne durante una era de rápidos avances científicos y tecnológicos (Francis & Self, 1983; Simkin & Fiske, 1983). Se publicaron varias investigaciones de gran alcance dentro de los primeros cinco años después de la erupción (p.e. Verbeek, 1885; Judd, 1888; Symons, 1888). La vulcanología comenzó a emerger verdaderamente como una ciencia multidisciplinaria moderna con el establecimiento de observatorios vulcanológicos en Japón y Hawaii en 1911, en parte a causa de tres desastres volcánicos ocurridos en 1902 en la región centroamericana y del Caribe (Apple, 1987; Tilling, 1989).

Los Peligros Volcánicos y Otros Peligros Relacionados

Primeramente establezcamos claramente las diferencias entre peligros y riesgos. Las siguientes definiciones han sido adaptadas de Fournier d'Albe (1979):

Peligro es la probabilidad de que un área determinada sea afectada por procesos o productos volcánicos potencialmente destructivos en un intervalo dado de tiempo.

Riesgo es la posibilidad de pérdida--de vidas humanas, propiedades, capacidad productiva, etc.--dentro de un área determinada sujeta a (los) peligro(s). Una evaluación del riesgo involucra considerar la siguiente relación: Riesgo = (costo) x (vulnerabilidad) x (peligro), donde el costo puede incluir el número de vidas humanas, las propiedades, las obras de infraestructura y la capacidad productiva amenazadas; y vulnerabilidad es una medida de la proporción (0 a 100%) del costo susceptible a ser perdido en un evento peligroso dado.

Comparados con otros "desastres" naturales o inducidos por el hombre, aquellos causados por la actividad volcánica, considerados en base a una escala global, ocurren con poca frecuencia, "afectan" a mucho menos personas, y correspondientemente causan menos pérdidas de vidas humanas y menores daños materiales (ver Fig. 1.1 y 1.2). Sin embargo, las percepciones y definiciones de lo que constituye un "desastre" (Fig. 1,1) difieren ampliamente entre las autoridades oficiales, los periodistas y las personas afectadas. Asimismo, no existe un acuerdo general sobre el significado de "personas afectadas" (Fig. 1.2) por un desastre (muertos, heridos, desplazados, miembros de la familia desaparecidos, que han sufrido inconvenientes, etc.?). De esta manera, la validez estadística de los datos mostrados en las Fig. 1.1 y 1.2 debe ser considerada a la luz de esta vaga terminología en los recuentos de los desastres. Sin embargo, la tendencia general que se muestra en estas dos figuras probablemente se mantendría, sin importar las definiciones y conjunto de datos utilizados.

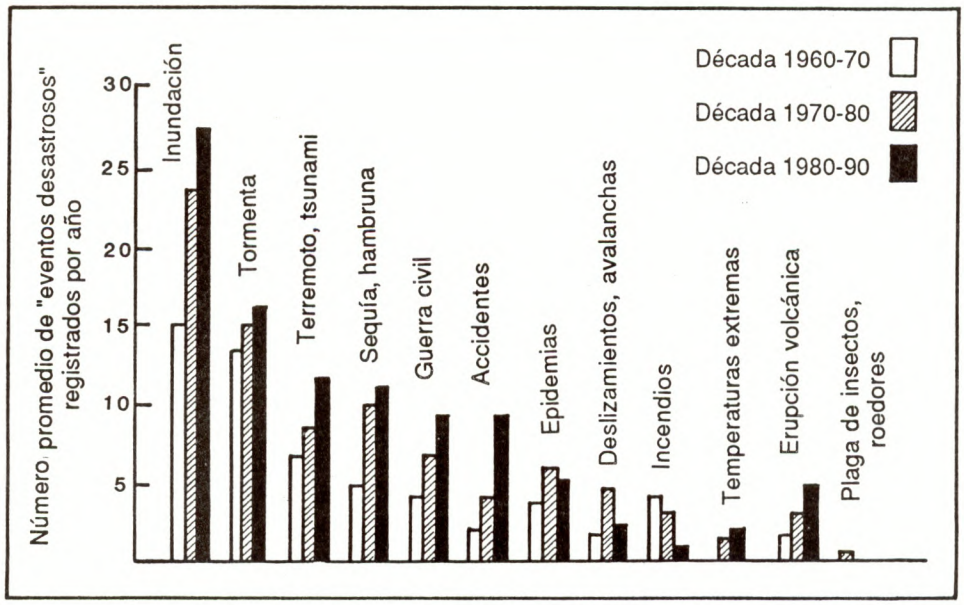


Fig. 1.1. Número promedio de "eventos desastrosos" registrados por año en el mundo (ver texto); excepto en los casos de las erupciones volcánicas, los datos para la década de los 1980's cubren solamente el período 1980-81. (Modificado de Wijkman & Timberlake, 1984, Fig.1). En esta figura "evento desastroso" se refiere a "una manifestación de una interacción entre fenómenos físicos o naturales extremos con un grupo humano vulnerable", cuyo resultado es "conmoción general, destrucción, pérdida de vidas y de medios de sustento, y personas heridas" (O'Keefe & Westgate, 1976).

La erupción más mortífera de la historia (Tambora, Indonesia, 1815) cobró la vida de 92.000 personas, lo cual es poco comparado con las 500.000 víctimas del peor huracán (Delta del Ganges, Bangladesh, 1970). Talvez el peor desastre natural en la historia ha sido el terremoto de Huahsien (Shensi, China) en 1556, donde murieron más de 820.000 personas (DeNevi, 1977). En un caso reciente, algunos observadores externos especulan que perecieron hasta 800.000 personas en el terremoto

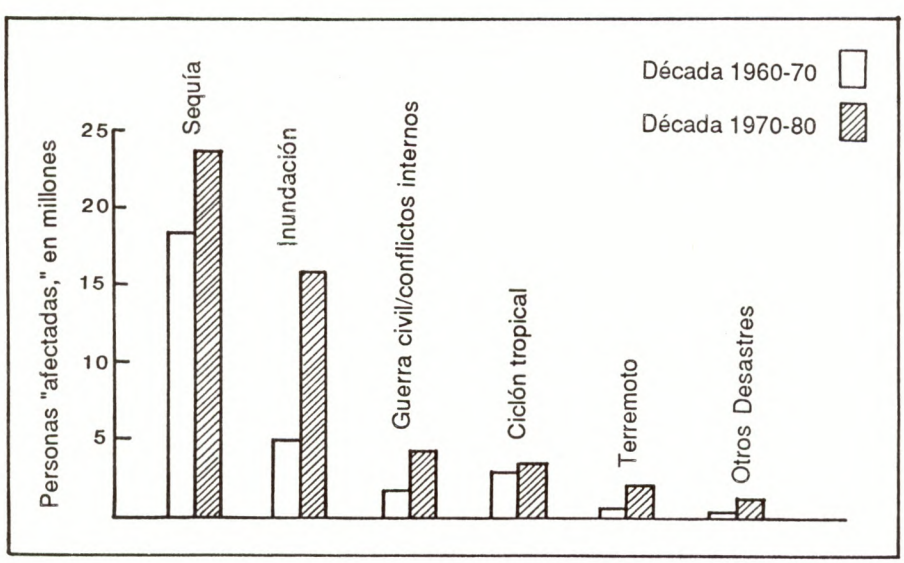


Fig. 1.2. Número de personas "afectadas" cada año por desastres naturales o inducidos por el hombre (ver texto); los desastres volcánicos están incluídos en la categoría de "otros desastres". Entre las décadas de los 1960's y los 1970's el número de personas afectadas cada año casi se ha duplicado. (Tomado de Wijkman y Timberlake, 1984, Fig.4).

TABLA 1.2. Lista de algunos desastres volcánicos notables desde el año 1000 D.C. en los que hubo víctimas fatales (las cifras están redondeadas a la decena más cercana). (Modificado de Yokoyama et al., 1984, Tabla 1, UNDRO/UNESCO, 1985, Tabla 1).

Volcán	País	Año	Causa Primaria de Muerte				
			Flujo piroclástico	Flujo de escombros	Flujo de lava	Hambruna post-eruptiva	Tsunami
Merapi	Indonesia	1006	*1.000				
Kelut	Indonesia	1586		10.000			
Vesuvio	Italia	1631			**18.000		
Etna	Italia	1669			**10.000		
Merapi	Indonesia	1672	*300				
Awu	Indonesia	1711		3.200			
Oshima	Japón	1741					1.480
Cotopaxi	Ecuador	1741		1.000			
Makian	Indonesia	1760					
Papadajan	Indonesia	1772	2.960				
Lakagígar	Islandia	1783				9.340	
Asama	Japón	1783	1.150				
Unzen	Japón	1792					15.190
Mayon	Filipinas	1814	1.200				
Tambora	Indonesia	1815	12.000			80.000	
Galunggung	Indonesia	1822		4.000			
Nevado del Ruiz	Colombia	1845		1.000			
Awu	Indonesia	1856		3.000			
Cotopaxi	Ecuador	1877		1.000			
Krakatau	Indonesia	1883					36.420
Awu	Indonesia	1892		1.530			
Soufrière	St. Vincent	1902	1.560				
Mont Pelée	Martinica	1902	29.000				
Santa María	Guatemala	1902	6.000				
Taal	Filipinas	1911	1.330				
Kelut	Indonesia	1919		5.110			
Merapi	Indonesia	1951	1.300				
Lamington	Papua-Nueva Guinea	1951	2.940				
Hibok-Hibok	Filipinas	1951	500				
Agung	Indonesia	1963	1.900				
Mount St. Helens	E.U.A.	1980	***60				
El Chichón	México	1982	> 2.000				
Nevado del Ruiz	Colombia	1985		> 22.000			
	TOTALES		65.140	53.900	28.000	89.340	53.090

* Incluye muertes ocasionadas por flujos de lodo asociados; sin embargo se ha cuestionado la validez de la erupción de 1006 (Djumarma et al., 1986).

** Incluye muertes por actividad explosiva y/o flujos de lodo asociados.

*** Las principales causas de muerte fueron impacto por explosión lateral y asfixia.

TABLA 1.3. Víctimas humanas por actividad volcánica, 1600-1986, agrupadas de acuerdo a la causa primaria de muerte. (Modificado de Blong, 1984, Tabla 3.2).

Causa primaria	1600 - 1899		1900 - 1986	
Flujos piroclásticos y avalanchas de escombros	18.200	(9.8 %)	36.800	(48.4 %)
Flujos de lodo (lahares) y crecidas	8.300	(4.5 %)	28.400	(37.4 %)
Caídas de tefra y proyectiles balísticos	8.000	(4.3 %)	3.000	(4.0 %)
Tsunami	43.600	(23.4 %)	400	(0.5 %)
Hambruna post-eruptiva, enfermedad, etc.	92.100	(49.4 %)	3.200	(4.2 %)
Flujos de lava	900	(0.5 %)	100	(0.1 %)
Gases y lluvias ácidas	--------	--------	*1.900	(2.5 %)
Otras o desconocida	15.100	(8.1 %)	2.200	(2.5 %)
TOTALES	186.200	(100 %)	76.000	(100.%)
Muertes por año (promedio)	620		880	

* Incluye las muertes causadas por escapes letales de gas en dos lagos cratéricos en Camerún: 37, Lago Monoun, agosto de 1984 (Sigurdsson et al., 1987b); y >1.700, Lago Nyos, agosto de 1986 (Kling et al., 1987). El gas letal (dióxido de carbono) es en ambos casos de origen volcánico, aunque los mecanismos que produjeron la salida del gas no están bien entendidos.

de magnitud 7.8 ocurrido en Tangshan (China) en julio de 1976, a pesar de que datos oficiales revelan un número de muertos de alrededor de 240.000 (Shi Dignang, 1987).

Para los Estados Unidos, la pérdida económica anual debido a erupciones volcánicas es probablemente un orden de magnitud más bajo que aquellas producidas por terremotos, las cuales a su vez son un orden de magnitud menores que aquellas producidas sea por inundaciones o fallas del terreno (Hays & Shearer, 1981). White y Haas (1975) sugieren que la persona promedio que vive en los Estados Unidos tiene más probabilidades de morir de un ataque al corazón al palear nieve o de ser alcanzado por un rayo, que a causa de una erupción volcánica o de un terremoto. Sin embargo, para países más densamente poblados (p.e. Indonesia, Filipinas y Japón), los peligros volcánicos tienen un potencial mucho más alto para causar víctimas y pérdidas económicas desastrosas.

En el CAPITULO 2 se tratan los principales tipos, la naturaleza, así como ejemplos seleccionados de peligros volcánicos.

Recuento Histórico de los Peligros y Desastres Volcánicos

La única base relativamente completa para evaluar la frecuencia y magnitud de los desastres volcánicos es el número de muertos que han ocasionado las erupciones (Tabla 1.2); una información comparable sobre pérdidas económicas e impactos ambientales adversos sólo se encuentra en forma fragmentaria, o no se encuentra. Se debe enfatizar, sin embargo, que las cifras de la Tabla 1.2 reflejan unos pocos eventos de baja frecuencia pero altamente destructivos. Por ejemplo, las tres catástrofes volcánicas en 1902 en la región centroamericana y del Caribe y la erupción de noviembre de 1985 del Nevado del Ruiz (Colombia), causaron alrededor del 75% de las muertes atribuídas a actividad volcánica en el siglo 20.

Desde el año 1000 DC, más de 300.000 personas han sido víctimas, directa o indirectamente, de la actividad volcánica. La Tabla 1.2 muestra claramente que la zona volcánica circumpacífica (Cinturón de Fuego del Pacífico) ha causado la mayoría de muertos: en efecto, aproximadamente los dos



Fig. 1.3. Diagrama que ilustra el hecho que un programa efectivo de mitigación de los peligros y riesgos volcánicos debe sustentarse sobre una base sólida de estudios básicos a largo plazo. El ápice está separado del resto del triángulo para ilustrar la división de las responsabilidades primarias entre los científicos y las autoridades civiles. Modificado de Tilling y Bailey (1985, Fig.1).

tercios de todas las víctimas relacionadas a erupciones volcánicas han ocurrido en tres países solamente (Colombia, Indonesia y Japón). Blong (1984, Tabla 3.2) analizó las víctimas humanas de erupciones volcánicas durante el período 1600-1982 en términos de los peligros volcánicos que las causaron. Una tabulación modificada de su análisis, actualizado hasta 1986 (Tabla 1.3), permite establecer las siguientes observaciones:

1) El número promedio de víctimas por año para el período 1900-1986 (880) es mayor al promedio para los tres siglos precedentes (620), a pesar del despunte en el siglo 20 de la vulcanología moderna.
2) En el siglo 20, la incidencia de muertes causadas por peligros indirectos (p.e., hambruna post eruptiva, tsunami; ver CAPITULO 2) ha sido reducida significativamente. Esta reducción refleja, en parte, el desarrollo de comunicaciones globales rápidas, de sistemas de reacción inmediata para la entrega de ayuda, y de una efectiva red internacional de aviso de tsunamis. Igualmente, y quizás esto sea más importante, en este siglo no se han producido tsunamis grandes, y destructivos generados por erupciones.
3) En el siglo 20 el número de muertes causadas por algunos peligros directos debidos a procesos de flujo (p.e.,, flujos piroclásticos, avalanchas de escombros, flujos de lodo - ver CAPITULO 2) se ha incrementado dramáticamente, reflejando en gran parte el impacto desastroso de solamente dos catástrofes (Mont Pelée, 1902; y Nevado del Ruiz, 1985).

Algunas posibles explicaciones para las observaciones arriba mencionadas se discutirán más adelante.

Mitigación del Peligro y Reducción del Riesgo Volcánico

Los estudios de los peligros volcánicos deben estar sustentados sobre una base sólida de investigaciones fundamentales de los volcanes (Fig. 1.3), lo cual incluye un levantamiento geológico y geofísico debidamente integrado, una caracterización petrológica y geoquímica de los productos eruptivos y la datación (determinación de la edad) de muestras estratigráficamente bien controladas. Estos estudios deben ser llevados a cabo sistemáticamente en un programa a largo plazo--idealmente antes de que los volcanes muestren cualquier signo de reactivación; estos estudios no pueden ser realizados bajo circunstancias de apremio en un ambiente tenso, lleno de ansiedad que prevalece durante las emergencias volcánicas. Los resultados de estos estudios básicos a largo plazo constituyen la base para descifrar el comportamiento eruptivo pasado, para entender mejor el comportamiento presente, y, por extrapolación, para predecir el posible comportamiento futuro del volcán. Específicamente, el punto de partida para la mitigación de los peligros y riesgos volcánicos es una comprensión global de los fenómenos eruptivos y la frecuencia de las erupciones.

Un programa efectivo para mitigar el riesgo de las erupciones volcánicas (y otros fenómenos relacionados) debe incluir los siguientes componentes: 1) la identificación de los volcanes de alto riesgo; 2) la evaluación y zonificación de los peligros

volcánicos; 3) la vigilancia volcánica y predicción de erupciones; y 4) el manejo de las emergencias volcánicas. Estos tópicos constituyen el foco primordial de los capítulos subsiguientes, pero algunas acotaciones introductorias, basadas en Tilling (1989) se dan a continuación.

Identificación de los Volcanes de Alto Riesgo

Solamente una pequeña fracción de los aproximadamente 600 volcanes activos o potencialmente activos conocidos en el mundo ha sido, o está siendo, estudiada en algún detalle. El problema es simplemente que existen demasiados volcanes, demasiado pocos científicos y equipo, y magros recursos económicos para estudiar estos volcanes y vigilarlos. Mientras este problema afecta incluso a los países desarrollados (p.e., Francia, Islandia, Italia, Japón y los Estados Unidos), es especialmente serio en el caso de los países en vías de desarrollo (p.e., Indonesia, Filipinas, los países de América Latina). Por lo tanto, es necesaria la identificación de volcanes de alto riesgo con el objetivo de determinar cuáles merecen la mayor y posiblemente la más inmediata atención por parte de científicos y autoridades gubernamentales.

Se han realizado en el pasado varias compilaciones de los volcanes "peligrosos" o de alto riesgo (p.e., Shimozuru, 1975; Lowenstein, 1982; Lowenstein & Talai, 1984; Yokoyama et al., 1984), basadas en varios criterios de clasificación que incluyen la historia y el comportamiento eruptivo, la composición y distribución de los productos eruptivos, eventos conocidos de deformación del suelo o sísmicos, y consideraciones demográficas. Sin embargo, todas aquellas compilaciones son deficientes, porque los datos geológicos y geofísicos necesarios son inadecuados, incompletos, o inexistentes para muchos volcanes. Por ejemplo, el Nevado del Ruiz no estuvo incluído en la lista de volcanes de alto riesgo compilada hasta 1983 (Yokoyama et al., 1984); dos años más tarde su erupción produjo el peor desastre volcánico desde la erupción en 1902 del Mont Pelée. Asimismo, Yokoyama et al. (1984) puntualizan que si se hubiera evaluado el volcán El Chichón, utilizando los mismos criterios, pero antes de su erupción de 1982, (Alcayde, 1983; Duffield et al., 1984; Luhr y Varekamp, 1984) éste tampoco hubiera sido identificado como de alto riesgo.

La Evaluación de los Peligros y su Zonificación

Tal como fue resumido por Crandell et. al. (1984), los datos escenciales necesarios para una evaluación adecuada de los peligros deberían incluir lo siguiente: 1) los registros completos de las erupciones históricas; 2) la actividad eruptiva prehistórica, deducida del registro geológico; 3) datos geológicos (especialmente estratigráficos), petrológicos y geoquímicos sobre la naturaleza, distribución y volumen de los productos eruptivos, y 4) la datación de los productos volcánicos y de los eventos interpretados a partir de los mismos. En conjunto estos datos permiten la reconstrucción del comportamiento eruptivo pasado del volcán, lo cual provee la base para evaluar los peligros potenciales de futuras erupciones.

Las evaluaciones de los peligros volcánicos generalmente toman como premisa el asumir que en general las mismas áreas en los alrededores del volcán serían afectadas por similares eventos eruptivos en el futuro a una frecuencia promedio igual que en el pasado. Mientras más largo sea el período de tiempo que abarca la base de datos utilizada para reconstruir el comportamiento eruptivo pasado, más útil y confiable será la evaluación resultante de los peligros volcánicos. Mapas de zonificación del peligro volcánico a escalas apropiadas deberían contituir una parte integral de la evaluación de los peligros, ya que éstos presentan la información pertinente en forma resumida, fácilmente comprensible tanto por los cientfficos como por las autoridades civiles. Tales mapas persiguen dos objetivos importantes: 1) proveer los lineamientos básicos para una planificación de largo alcance de la utilización del terreno en los alrededores de los volcanes, que tome en cuenta los peligros potenciales de erupciones futuras; y 2) determinar cuáles áreas deberían ser evacuadas y evitadas durante erupciones. Sin embargo, los volcanes no necesariamente siguen justo o aproximadamente un patrón de comportamiento similar al seguido en el pasado, y pueden ocurrir eventos catastróficos que exceden cualquier precedente eruptivo en el mismo volcán (Crandell et al., 1984). Por lo tanto, hasta los mejores mapas de evaluación de peligros y zonificación de los mismos, basados en un buen conocimiento del comportamiento eruptivo pasado, no son perfectos. Por ejemplo, el mapa de zonificación de peligros elaborado por Crandell y Mullineaux (1978, Placa 2), a pesar de ser altamente preciso, no anticipó plenamente la fuerza de la explosión lateral que ocurrió durante el climax de la erupción del Mount St. Helens. La explosión del 18/05/1980 se extendió tres veces más allá del volcán que cualquier explosión anterior conocida del mencionado volcán y afectó un área aproximadamente 10-15 veces mayor que las conocidas (Miller et. al., 1981).

Idealmente, deben realizarse evaluaciones del peligro para todos los volcanes de alto riesgo antes de que cualquiera de ellos muestre señales de reactivación. Quizás el mejor ejemplo de una evaluación oportuna de los peligros fue aquella realizada para el Mount St. Helens, publicada dos años antes de su reactivación en 1980 (Crandell & Mullineaux, 1978). Actualmente se encuentran disponibles mapas de evaluación de los peligros volcánicos y/o de zonificación de los peligros, para algunos de los volcanes de alto riesgo, a nivel mundial, pero muchos de ellos son preliminares y carecen de suficiente detalle. Desafortunadamente, evaluaciones de peligros de calidad aceptable todavía no están disponibles para muchos volcanes potencialmente peligrosos ubicados en áreas densamente pobladas.

La Vigilancia Volcánica y la Predicción de las Erupciones

La experiencia obtenida en varios volcanes debidamente vigilados demuestra claramente que la mayoría, y talvez todas las erupciones están precedidas y acompañadas por cambios geofísicos y/o geoquímicos en el estado del volcán. A la fecha, mediciones de las variaciones en la sismicidad y deformación del suelo han proporcionado los datos más confiables y más

ampliamente utilizados en la vigilancia de los volcanes. Varias otras técnicas geofísicas de vigilancia volcánica (p.e., micro-gravimetría, geomagnetismo, geoeléctrica, radar y radiación térmica), todavía tienen que ser consideradas experimentales, a pesar de que prometen mucho. De una manera similar, los métodos de vigilancia geoquímica, basados en variaciones temporales en la cantidad y/o rata de emisión de ciertos gases volcánicos, (p.e., dióxido de azufre, dióxido de carbono, hidrógeno, radón, helio y mercurio) también están siendo probados en algunos volcanes. Una vigilancia volcánica óptima se obtiene de la mejor manera al emplear una combinación de enfoques, en lugar de fiarse en un solo método o indicador precursor. En este trabajo solamente se cubren técnicas de vigilancia sísmicas y de deformación del suelo (ver CAPITULO 4).

El progreso de la vigilancia volcánica ha involucrado el desarrollo de instrumentos electrónicos cada vez más sofisticados y complejos, así como también el uso intensivo de procesos y modelos de computadora para la elaboración de los datos. Estas técnicas, tecnológicamente muy sofisticadas, son muy costosas y requieren considerables recursos monetarios y científicos, difícilmente disponibles, especialmente en los países en vías de desarrollo. No siempre es posible o fácil aplicar o utilizar exitosamente los recursos de alta tecnología. Por lo tanto, existe una necesidad urgente de desarrollar métodos tecnológicamente sencillos y confiables, y de amplia aplicación, bajo costo y fácil utilización. Por ejemplo, la medición rutinaria entre puntos de nivelación utilizando cintas aceradas, provee una manera efectiva y de bajo costo para verificar desplazamientos horizontales a gran escala. Este tipo de mediciones de los movimientos de pequeñas fallas de sobrecorrimiento en los alrededores del domo en etapa de crecimiento, ha suministrado excelentes resultados en predecir las erupciones de domo relacionadas al crecimiento del mismo en el caso de las erupciones del Mount St. Helens (Swanson et al., 1983).

La vigilancia volcánica provee los datos primarios para la predicción de erupciones a corto plazo (horas a meses); el registro geológico generalmente proporciona los principales datos para una predicción a largo plazo (un año o más). En años recientes, el estado de conocimiento sobre la predicción de erupciones volcánicas a corto plazo ha avanzado notablemente en volcanes debidamente vigilados. Por ejemplo, los científicos del Observatorio Vulcanológico de las Cascadas han predicho exitosamente casi todos los eventos que han construído domos en el Mount St. Helens desde junio de 1980 (Swanson et al., 1983, 1985). Hasta ahora no se ha conseguido establecer una capacidad de predicción rutinaria para erupciones explosivas grandes o para predicciones a largo plazo. Sin embargo, con aplicaciones más amplias e intensivas de las tecnologías de vigilancia más comunmente utilizadas, las señales precursoras de grandes erupciones explosivas deberían ser reconocibles y probablemente útiles en la predicción de dichos eventos.

El Manejo de las Emergencias Volcánicas

El elemento más crítico de todos en el marco de un programa efectivo de mitigación del riesgo volcánico, lo constituye el manejo de las emergencias volcánicas (UNDRO/UNESCO, 1985), ya que es el enlace vital para traducir la información científica sobre la evaluación y vigilancia de los peligros volcánicos en planes para salvaguardar vidas y propiedades, y en acciones concretas durante un desastre o una crisis volcánica. Por ejemplo, un mejor manejo de la emergencia volcánica en el caso del Nevado del Ruiz podría haber reducido enormemente el gran número de muertos en la erupción de 1985 (Herd et al., 1986; Tomblin, 1988; Tilling, 1989). Pero este elemento, tan importante para reducir el riesgo volcánico, no ha concitado - ni concita - gran interés por parte de científicos y de los responsables de la toma de decisiones, ni siquiera en los países desarrollados que tienen volcanes activos o potencialmente activos. Esta situación, aunque lamentable, quizás es comprensible debido a que las erupciones volcánicas ocurren con una frecuencia baja en relación al tiempo de vida humana, y comparado con otros tipos de peligros, sean éstos naturales o inducidos por el hombre.

Dadas sus amplias implicaciones socio-económicas, la responsabilidad primaria para el manejo de las emergencias volcánicas yace en manos de las autoridades civiles (ver Fig. 1.3). A pesar de que el tema del manejo de una emergencia volcánica no está dentro de los objetivos de este trabajo, más bien dirigido a los aspectos científicos de los peligros volcánicos, en el CAPITULO 6 se exponen algunos de los pasos a seguir por parte de los geocientíficos a fin de mejorar el manejo de las emergencias volcánicas.

CAPITULO 2. LOS PELIGROS VOLCANICOS

William E. Scott

U.S. Geological Survey, Vancouver, Washington 98661

Introducción

Los eventos volcánicos afectan, directa e indirectamente, la vida y salud de las personas, sus actividades y sus pertenencias. El propósito de este capítulo es tratar sobre la caracterización de los eventos volcánicos, los peligros que éstos implican, y discutir algunas medidas a corto plazo que han sido tomadas para mitigar el impacto de tales eventos. Las dos publicaciones indicadas a continuación constituyen excelentes fuentes de información sobre eventos volcánicos peligrosos: "Volcanic Hazards" por Blong (1984) y "Sourcebook for Volcanic Hazard Zonation", por Crandell et al., (1984); además el libro de Blong contiene una extensa bibliografía.

Tipos de Eventos Volcánicos Peligrosos

Muchos de los procesos geológicos que tienen su origen en los volcanes son potencialmente peligrosos (ver Tabla 2.1). Flujos de lava, corrientes de densidad piroclásticas (que incluyen explosiones laterales dirigidas, flujos piroclásticos y oleadas piroclásticas), avalanchas de escombros, flujos de escombros volcánicos o lahares, y crecientes (aluviones) son flujos impulsados por la gravedad que típicamente impactan aquellas áreas ubicadas dentro de valles cuyas cabeceras están en los volcanes. Sin embargo, estos eventos volcánicos de gran magnitud son capaces de abatir amplias regiones alrededor de los volcanes y pueden extenderse a distancias excepcionales siguiendo los valles. La tefra lanzada a la atmósfera por las explosiones volcánicas es dispersada por los vientos y puede cubrir áreas extensas. Los gases volcánicos escapan durante y entre erupciones, y bajo ciertas circunstancias pueden afectar áreas de extensión significativa. Algunos peligros adicionales relacionados con la actividad volcánica son terremotos, tsunamis y ondas atmosféricas de choque; de éstos, probablemente los tsunamis representan el mayor peligro. A continuación se presenta una breve descripción de estos eventos peligrosos.

TABLA 2.1. Tipos de Eventos Volcánicos Peligrosos

Flujos de lava y domos
Corrientes piroclásticas de densidad
Flujos piroclásticos
Oleadas piroclásticas calientes
Oleadas piroclásticas frías o basales
Explosiones dirigidas
Lahares, descargas terminales de lahares y crecientes
Colapso estructural
Avalanchas de escombros
Colapso gradual
Caídas de tefra y proyectiles balísticos
Gases volcánicos
Sismos volcánicos
Ondas de choque atmosféricas
Tsunamis

También se incluye una discusión sobre algunas medidas paliativas que actualmente se utilizan para reducir el impacto de estos eventos. En el CAPITULO 3 se exponen las medidas paliativas a largo plazo, tales como la planificación del uso del terreno, donde se toma en cuenta la zonificación de los peligros volcánicos.

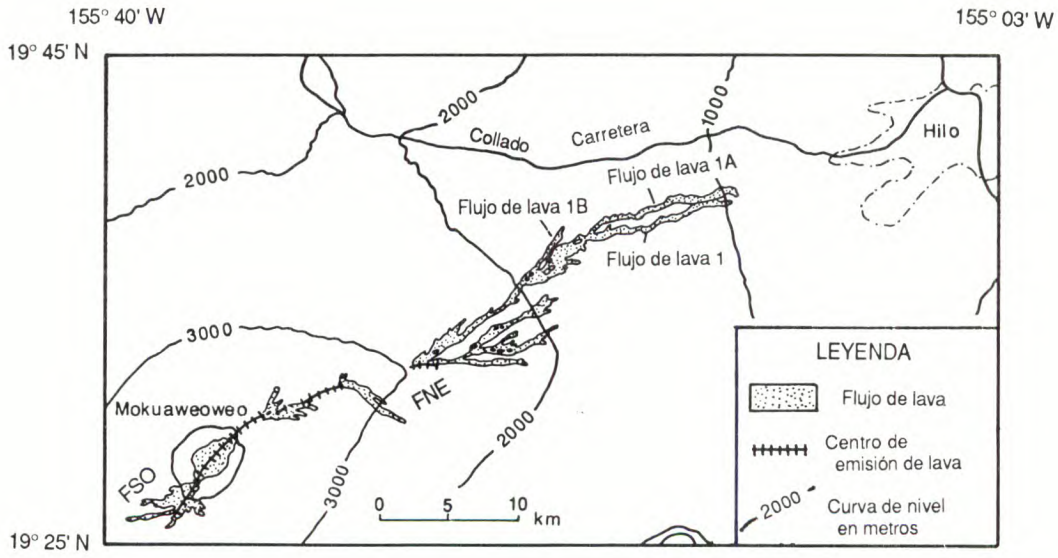


Fig. 2.1. Mapa indicativo de los centros de emisión y flujos de lava de la erupción del 25/03 - 15/04/1984 del Volcán Mauna Loa, en Hawaii (modificado de Lockwood y otros, 1985; Lipman & Banks,1987). Inicialmente las erupciones ocurrieron en la zona de la cumbre (Mokuaweoweo) y luego migraron ladera abajo siguiendo las zonas de grandes fracturas tipo dorsal o rift hacia el suroeste (FSO) y noreste (FNE). En centros de emisión justo al este de Pu'u Ula'Ula se observó actividad volcánica sostenida. Estas erupciones primeramente formaron varios flujos pequeños que se dirigieron hacia el este para luego concentrarse en la formación del flujo de lava 1, el cual avanzó rápidamente hacia la ciudad de Hilo. A la cota de 1800 m el flujo fue bloqueado y se derramó formando el flujo de lava paralelo (1A) que avanzó un poco más allá que el flujo 1. Bloqueos adicionales desviaron la lava hacia el flujo 1B, que avanzó rápidamente hacia el noreste hasta que declinó el suministro de lava, lo cual conllevó al final de la erupción.

Flujos de Lava y Domos de Lava

Según Williams & McBirney (1979) la morfología de las extrusiones está determinada por el volumen de lava emitido por unidad de tiempo (tasa de emisión), por la pendiente de la superficie sobre la cual la lava se derrama, y por la viscosidad de la lava. De éstos, el primero es el factor más importante (Walker, 1973). En los casos de caudales bajos ($<10 m^3/seg$), las lavas basálticas tienden a producir numerosos flujos pequeños que se apilan cerca al centro de emisión y por lo tanto no se extienden a distancias considerables. En el caso de la gran erupción fisural de Tolbachik en Kamchatka en 1975-1976 (Fedotov & Markhinin, 1983) se registró una tasa de emisión de decenas de metros cúbicos por segundo, la cual cubrió áreas de varias decenas de kilómetros cuadrados. Una tasa de emisión de 5.000 m^3/seg registrada durante la erupción de fisura de Laki en Islandia en 1783 generó flujos de lava que cubrieron más de 500 kilómetros cuadrados (Thorarinsson, 1969). En casos excepcionales en el pasado geológico, flujos basálticos individuales emitidos a una tasa de 1 x 10^6 m^3/seg han cubierto decenas de miles de kilómetros cuadrados (Swanson et al., 1975). En contraste con los grandes flujos formados por lavas de composición basáltica y básica en general, las lavas más viscosas tales como las dacitas y riolitas, que típicamente son emitidas a tasas bajas, forman flujos de lava cortos y gruesos, o domos empinados, que cubren unos pocos kilómetros cuadrados.

Las velocidades de avance de los flujos de lava varían considerablemente desde unos pocos metros a cientos de metros por hora para flujos de lava silícicos, hasta varios kilómetros por hora para flujos de lava basálticos. Dadas sus velocidades bajas, los flujos de lava rara vez constituyen una amenaza para la vida humana. Sin embargo, y en circunstancias excepcionales, la velocidad de emisión puede ser mucho más alta como en el caso del súbito drenaje de una lava muy fluída del lago de lava del Nyiragongo, Zaire, donde murieron unas 300 personas impactadas por delgados flujos de lava que avanzaban a una velocidad de 30-100 km/hora (Tazieff, 1977).

El mayor peligro relacionado a flujos de lava representa el daño parcial o la destrucción total por enterramiento, trituración o incendio, de todo lo que éstos encuentran a su paso. Adicionalmente, los incendios causados por flujos de lava pueden afectar áreas alejadas de los límites del flujo mismo. Los flujos de lava también pueden fundir nieve y hielo, lo cual a su vez puede formar flujos de escombros y crecientes. Sin embargo, ya que los flujos de lava no erosionan y no se mezclan

de manera turbulenta con nieve y hielo, como lo hacen las oleadas y los flujos piroclásticos, los flujos de lava emitidos sobre áreas cubiertas de nieve y hielo típicamente no producen grandes crecientes o flujos de escombros, excepción hecha del caso en que exista una acumulación de agua proveniente del derretimiento y que ésta pueda ser evacuada en grandes cantidades, como ocurre en los jokulhlaups en Islandia. Dado que los flujos de lava siguen preferentemente los cauces de los valles, éstos pueden represar a los tributarios de los mismos y formar embalses naturales o lagunas. Estas lagunas pueden inundar grandes extensiones de terreno y potencialmente pueden ser la causa de crecientes y flujos de escombros si la represa falla, a pesar de que el rompimiento de represas formadas por flujos de lava no son un peligro tan significativo como lo son otros tipos de represas naturales (Costa & Schuster, 1988). Muchas de las represas formadas por flujos de lava son tan permeables que las lagunas ubicadas detrás de éstos no llegan a rebosar; por consiguente, las represas se mantienen estables.

Una vez que se han identificado los centros de emisión, actuales o potenciales, de flujos de lava, se puede predecir sus rutas más probables basándose en la topografía circundante; de esta manera se pueden planificar las evacuaciones. Un problema más difícil es predecir la extensión final que alcanzarán los flujos. La erupción del Mauna Loa en 1984 produjo un flujo de lava que avanzó 25 km hacia la ciudad de Hilo durante los primeros 5 días de la erupción (Fig. 2.1; Lockwood et al., 1985). Un decremento subsecuente en la tasa de emisión, así como un aumento en la viscosidad de la lava debido a la degasificaión y al crecimiento de cristales causó el bloqueo de la sección central del flujo, lo cual a su vez provocó una serie de desbordamientos (Lipman & Banks, 1987). Estos desbordamientos desviaron una parte de la lava del flujo principal y causaron el estancamiento del frente de avance del flujo. De esta manera, un monitoreo de la tasa de emisión y de las propiedades físicas de los flujos de lava durante las erupciones proporciona información importante para predecir el comportamiento de los mismos.

Se ha intentado la aplicación de varios métodos para controlar el avance de flujos de lava, tales como barreras y canales de desvío, desvío inducido por destrucción de canales y túneles de lava, y enfriamiento de los flujos de lava por medio de agua, con el objeto de provocar la detención del flujo (Blong, 1984; Mullineaux et al., 1987; Tilling, 1989). Se ha considerado la construcción de obras de ingeniería, tales como barreras de contención y canales de desvío, para el caso de Hawaii (Macdonald, 1962), pero no se las llevó a cabo por su alto costo, su efectividad desconocida y sus complejas implicaciones legales (Decker, 1986). Una modesta barrera en forma de V fue construída ladera arriba del Observatorio Vulcanológico de Mauna Loa (Lockwood et al., 1987), pero hasta la fecha no ha podido ser probada. Exitos notables en la protección contra flujos de lava constituyen la detención de un flujo de lava en Heimaey, Islandia, en 1973, por medio de chorros artificiales de agua de mar y barreras de contención, que impidieron la destrucción de costosas instalaciones portuarias (Williams & Moore, 1973; 1983) y el desvío de flujos de lava del volcán Etna en Italia en 1983 utilizando explosivos y barreras (Lockwood & Romano, 1985).

Corrientes Piroclásticas de Densidad

Entre los eventos volcánicos más peligrosos están las corrientes piroclásticas de densidad (CPD), las cuales varían ampliamente, pero comparten muchas características. Todas son mezclas de fragmentos rocosos y gases que se mueven rápidamente a ras del suelo, accionadas por la gravedad. Libros recientes escritos por Fisher y Schmincke (1984) y por Cas y Wright (1987) proporcionan buenos resúmenes sobre nuestra comprensión del origen, características de flujo y depósitos de las corrientes piroclásticas de densidad. Estos libros también contienen abundantes referencias bibliográficas. Las corrientes piroclásticas de densidad que tienen una concentración relativamente alta de sólidos y una densidad similar a la del depósito resultante se denominan flujos piroclásticos. Corrientes con una baja densidad en sólidos y cuya densidad es mucho menor que la del depósito resultante se denominan oleadas piroclásticas. Como una tercera categoría se describe aquí las catastróficas explosiones laterales, a pesar de que difieren de los flujos y oleadas piroclásticas más en magnitud y reputación que en cualquier sentido físico fundamental. Las explosiones laterales son corrientes de densidad complejas que muestran características tanto de flujos como de oleadas. A continuación se trata cada uno de estos tipos de fenómeno volcánico separadamente, pero es probable que exista una continuidad entre ellos.

Flujos Piroclásticos . Los flujos piroclásticos son masas secas y calientes (300 a >800°C) de escombros piroclásticos y gases que se movilizan rápidamente a ras de la superficie a velocidades con un rango de 10 a varios cientos de metros por segundo. Un flujo se compone normalmente de dos partes: (1) un flujo basal, denso y ceñido al piso, que es el flujo piroclástico propiamente dicho, y (2) una oleada en forma de nube turbulenta de ceniza que precede o cabalga sobre el mismo. Nubes convectivas de ceniza también están asociadas a flujos piroclásticos, y forman un tipo de depósito de caída de tefra.

Se ha observado que los flujos piroclásticos se forman de varias maneras (Fig. 2.2), y éstas incluyen: flujos formados por el colapso gravitacional de altas columnas eruptivas verticales (Hay, 1959; Smith, 1960; Sparks & Wilson, 1976; Davies et al., 1978a; Nairn & Self, 1978; Sparks et al., 1978; Wilson et al., 1980); flujos originados a partir de columnas eruptivas de poca altura que parecen derramarse sobre el filo del cráter y que preceden al desarrollo de una columna eruptiva de gran altura (Anderson & Flett, 1903; Taylor, 1958; Rowley et al., 1981; Hoblitt, 1986); y flujos formados por la destrucción gravitacional o explosiva de domos lávicos y flujos de lava calientes (Perret, 1937; Macdonald & Alcaraz, 1956; Rose et al., 1977).

Una vez iniciado, el flujo es sustentado por varios procesos, de los cuales el más importante parece ser la fluidización parcial del flujo por medio del escape de gases (McTaggart, 1960; Sparks, 1976, 1978; Wilson, 1980, 1984). Los gases que

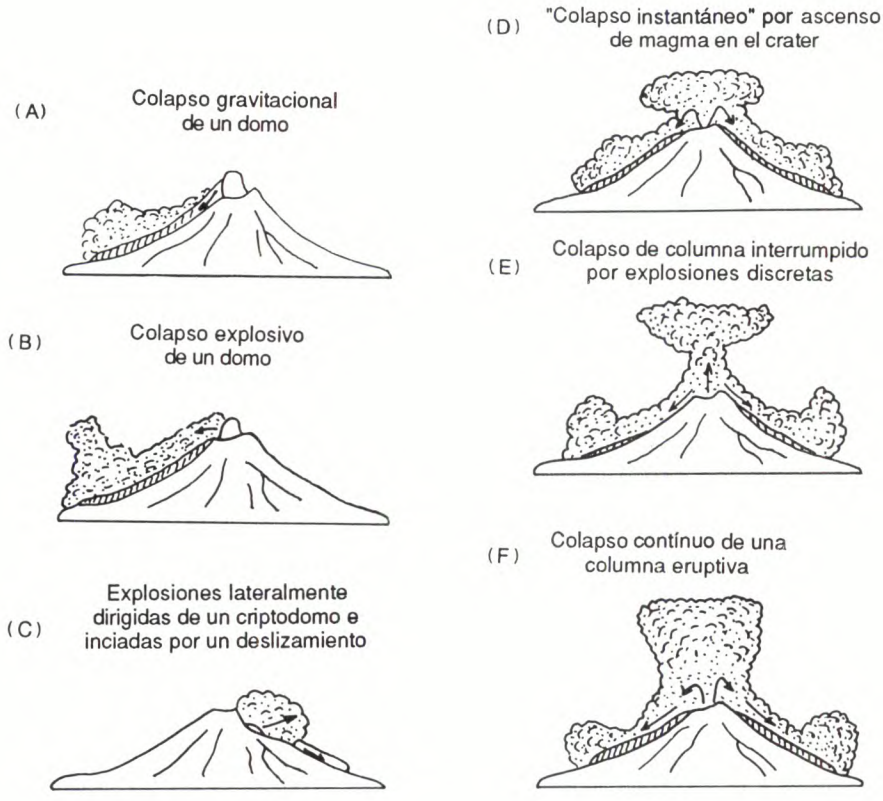


Fig. 2.2. Mecanismos para la generación de flujos piroclásticos (modificado de Cas & Wright, 1987). Los mecanismos B y C representan la formación de explosiones lateralmente dirigidas; explosiones catastróficas tendrían su origen en mecanismos tipo C. D, E y F representan tres de los muchos orígenes basados en el colapso de las nubes eruptivas.

fluidizan el flujo provienen de (1) la degasificación de los piroclásticos en el flujo, (2) aire y gases magmáticos atrapados durante la formación del flujo, (3) aire recogido durante el avance del frente de flujo, el cual se calienta y se expande, (4) la combustión de vegetación incorporada en el flujo, y (5) la vaporización del agua de superficie, nieve o hielo.

Los flujos piroclásticos son muy comunes en muchos volcanes andesíticos y dacíticos y en calderas silícicas. Presentan una amplia gama en composición, temperatura, volumen y tasa eruptiva, lo cual se manifiesta en el amplio rango de extensiones alcanzadas. Flujos de bloques y ceniza, compuestos mayormente de fragmentos densos o ligeramente vesiculados dentro de una matriz de ceniza, son por lo general de poco volumen, de una movilidad baja y típicamente están restringidos a unas pocas decenas de kilómetros de los centros de emisión. Por el contrario, los grandes flujos piroclásticos pumíticos compuestos mayormente por lapilli y ceniza pueden extenderse hasta 200 kilómetros de distancia de sus centros de emisión y cubrir miles a decenas de miles de kilómetros cuadrados. La inercia impartida a los flujos piroclásticos pumíticos de gran volumen por su masa y velocidad permite a estos flujos sobrepasar barreras topográficas de cientos de metros de altura (Miller & Smith, 1977; Barberi et al., 1978) y por lo tanto tienen la capacidad de afectar áreas que yacen fuera de las cuencas hidrográficas cuyas cabeceras apuntan hacia el volcán fuente.

Debido a su masa, alta temperatura, alta velocidad y gran movilidad potencial, los flujos piroclásticos y las oleadas piroclásticas asociadas (ver próxima sección) presentan una amenaza de muerte por asfixia, enterramiento, incineración e impacto. Además de estos efectos directos, los flujos piroclásticos se pueden mezclar con agua superficial y/o agua de fusión de nieve y hielo para formar lahares y crecientes, los mismos que pueden causar graves destrozos en los valles aguas abajo. Un resumen realizado a partir del estudio de más de 100 erupciones históricas en volcanes cubiertos por nieve, elaborado por Major y Newhall (1989) indica que flujos piroclásticos, oleadas, explosiones dirigidas y avalanchas de roca caliente constituyen procesos muy eficientes para fundir grandes cantidades de agua a partir de nieve y hielo. Los flujos piroclásticos también son capaces de generar incendios, los cuales pueden extenderse mucho más allá de los límites del flujo mismo.

Oleadas Piroclásticas . Las oleadas piroclásticas son dispersiones gas-sólido, turbulentas, bajas en concentración de

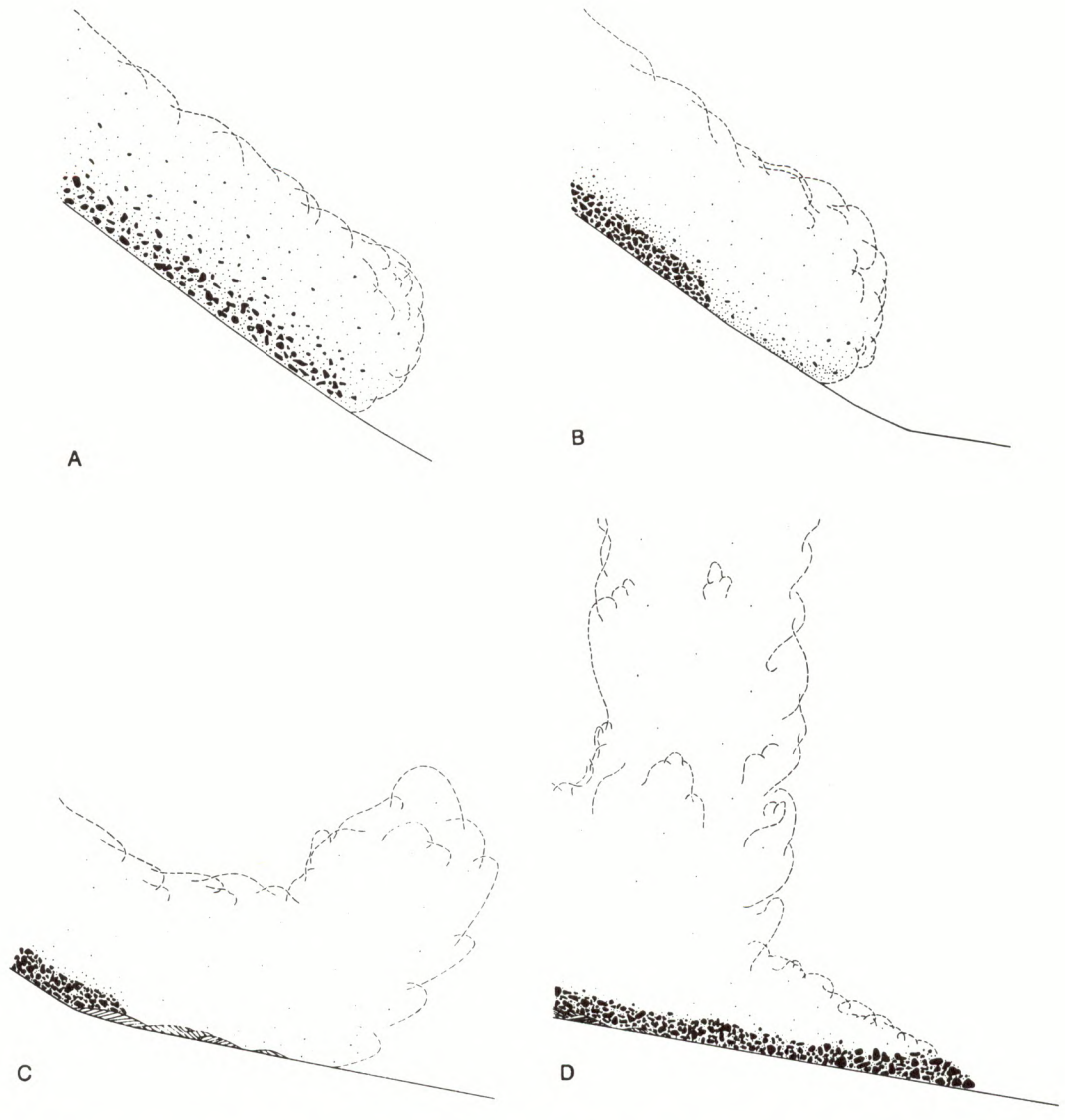


Fig. 2.3. Mecanismos de formación e interrelaciones de flujos piroclásticos y oleadas, tal como se observó en el Mount St. Helens el 7 de agosto de 1980 (Hoblitt, 1986). A) Suspensión altamente inflada generada por el colapso de una columna piroclástica o por el paso del flujo piroclástico sobre un terreno quebrado y de fuerte pendiente. B) Segregación de una suspensión hacia una fase basal altamente concentrada (flujo; diseño grueso) y una fase superior de baja concentración (oleada; zona escasamente punteada). C) La oleada se separa del flujo, deposita sedimentos bien estratificados, disminuye en densidad, se eleva y pierde aceleración. D) El flujo rebasa a la oleada. Si el flujo se aceleraría nuevamente por cambio de pendiente del terreno, esta secuencia se podría repetir.

partículas, que fluyen sobre la superficie del terreno a altas velocidades (Wright et al., 1980). Las oleadas piroclásticas se dividen en dos categorías: oleadas calientes y oleadas frías. Las oleadas piroclásticas calientes son generadas por muchos de los mismos procesos que dan lugar a los flujos piroclásticos (Fig. 2.2); las oleadas piroclásticas frías son generadas por explosiones hidromagmáticas o hidrotermales.

Las oleadas piroclásticas calientes están íntimamente asociadas a los flujos piroclásticos y pueden formarse de las siguientes maneras: delante del frente de avance de un flujo piroclástico (es la oleada llamada basal por Sparks et al., [1973]), por colapso de una columna eruptiva que puede o no producir flujos piroclásticos (Fisher, 1979), o por la nube de ceniza que se forma a partir del flujo piroclástico (Crandell & Mullineaux, 1973; Fisher, 1979; Fisher & Heiken, 1982). Las observaciones realizadas en los flujos piroclásticos del Mount St. Helens en 1980 indican que éstos sufren marcados cambios en la relación sólido/gas a lo largo de sus trayectorias, en respuesta a los

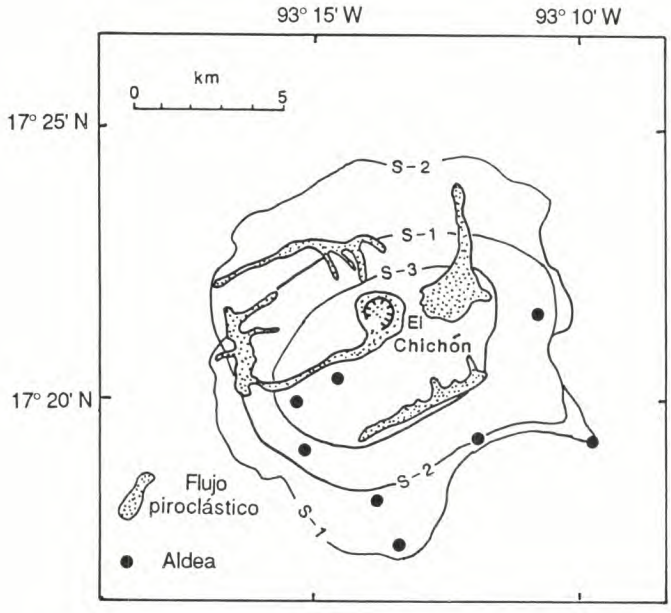


Fig. 2.4. Distribución de los depósitos de tres oleadas piroclásticas calientes (S-1, S-2 y S-3) y flujos piroclásticos asociados (zonas punteadas) provenientes de la erupción del 29 de marzo al 4 de abril de 1982 del Volcán El Chichón, México (tomado de Sigurdsson et al., 1987a). 2.000 personas perecieron en los pueblos y aldeas devastadas, cuya ubicación indican los puntos negros. La zona del cráter, o centro de emisión, se indica con la línea dentada.

procesos de segregación e inflación y que existe una clara relación genética entre flujos piroclásticos y oleadas (Fig. 2.3; Hoblitt, 1986). Bien que los flujos piroclásticos pueden estar controlados por la topografía, las oleadas derivadas de los mismos tienen una movilidad más alta y por lo tanto pueden afectar áreas bastante alejadas de los límites del flujo piroclástico. Por lo tanto, mientras los flujos piroclásticos estarían restringidos a los fondos de los valles, las oleadas piroclásticas que los acompaña podrían afectar áreas ubicadas en las partes altas de las paredes de los valles y hasta alcanzar valles aledaños. Las nubes de ceniza separadas de flujos piroclásticos pueden a su vez estar sujetas a procesos segregativos, dando como resultado flujos piroclásticos secundarios (Fisher & Heiken, 1982; Fisher, 1983). Oleadas piroclásticas calientes pueden afectar áreas localizadas a varias decenas de kilómetros de los centros de emisión (Fig. 2.4).

Las oleadas piroclásticas frías, u oleadas basales, se originan en explosiones hidrovolcánicas en las cuales agua subterránea somera o agua superficial interactúa con magma (Moore, 1967; Nairn, 1979; Sheridan & Wohletz, 1983). Estas oleadas generalmente contienen agua y/o vapor y se encuentran a temperaturas inferiores al punto de ebullición del agua. Es típico que las oleadas basales se encuentren restringidas a un radio de 10 km de sus centros de emisión. También se pueden generar explosiones y oleadas asociadas a éstas por el calentamiento de agua atrapada debajo de flujos de lava o flujos piroclásticos, especialmente a lo largo de ríos, lagos, brazos de mar y campos de nieve y hielo (Fisher, 1968; Moyer & Swanson, 1987). Estas oleadas se distinguen por ser pequeñas, aunque explosiones muy grandes han resultado al entrar en el mar flujos piroclásticos voluminosos (Walker, 1979).

Las oleadas piroclásticas representan una serie de amenazas o peligros, los cuales incluyen destrucción por nubes de ceniza que se mueven a gran velocidad, el impacto de fragmentos de roca y el enterramiento por depósitos dejados por la oleada. Las oleadas piroclásticas calientes presentan algunos peligros adicionales, como son la incineración, los gases tóxicos y la asfixia. Catástrofes volcánicas notables han sido producidas por el impacto de oleadas piroclásticas calientes y éstas incluyen los siguientes casos: Vesuvio en el año 79 de nuestra era, >2000 víctimas (Sheridan et al., 1981; Sigurdsson et al., 1985b), Mont Pelée en 1902, 30.000 muertos (Lacroix, 1904; Fisher & Heiken, 1982), Mt. Lamington en 1951, 3.000 víctimas (Taylor, 1958); y El Chichón en 1982, 2.000 muertos (Fig. 2.4; Sigurdsson et al., 1987a).

Debido a sus altas velocidades (algunas decenas de metros por segundo) y a su gran movilidad, cualquier escape es imposible una vez que una corriente piroclástica de densidad ha sido generada. El único método efectivo de mitigación es la evacuación de las áreas amenazadas antes del inicio de la erupción. Blong (1984) resume los efectos de varios flujos piroclásticos y oleadas históricas. Algunas personas han sobrevivido el impacto de oleadas, especialmente en áreas distales, al encontrar resguardo en refugios subterráneos y a veces en refugios en la superficie misma. La construcción de refugios para proteger a la población del impacto de corrientes piroclásticas de densidad podría ser factible en ciertas circunstancias, sin embargo faltan datos en los cuales sustentar su diseño. De todas maneras, el proveer a la población de refugios contra flujos piroclásticos y oleadas es probablemente demasiado costoso para ser llevado a la realidad.

Explosiones Lateralmente Dirigidas. Las grandes explosiones lateralmente dirigidas son fenómenos complejos que comparten características de flujos piroclásticos y oleadas, pero que aquí se tratan separadamente por cuanto tienen un componente inicial de ángulo bajo y pueden afectar amplios sectores de un volcán de hasta 180 grados y alcanzar distancias de decenas de kilómetros. Las grandes explosiones dirigidas resultan de la despresurización repentina del sistema magmático y/o hidrotermal dentro del volcán, ya sea por deslizamientos o por alguna otra razón (Fig. 2.2C; Christiansen & Peterson, 1981; Kieffer, 1981; Eichelberger & Hayes, 1982). Las explosiones así formadas generan una corriente de densidad que se mueve a velocidades excepcionalmente altas (mayores a 100 m/s) y tiene una movilidad muy alta, por lo que casi no le afectan los rasgos topográficos.

Notables explosiones laterales catastróficas han ocurrido en Bezymianny, Kamchatka, en 1956 (Gorshkov, 1959, 1963; Bogoyavlenskaya et al., 1985; Belousov & Bogoyavlenskaya, 1988) y en 1980 en el Mount St. Helens. Recientemente se ha descrito evidencia de varios ejemplos de casos prehistóricos (ver

el resumen de Siebert et al., 1987). Los procesos activos dentro de la explosión dirigida del St. Helens han sido ampliamente debatidos (Hoblitt et al., 1981; Hoblitt & Miller, 1984; Moore & Sisson, 1981; Moore & Rice, 1984; Sparks et al., 1986; Waitt, 1981, 1984; Walker & McBroome, 1983; Walker & Morgan, 1984; Walker, 1984; Fisher et al., 1987), pero las observaciones efectuadas de la explosión y las investigaciones de sus depósitos demuestran que estuvieron involucrados flujos, oleadas y caídas de ceniza.

Dentro de las áreas afectadas por las explosiones del Bezymianny y del Mt. St. Helens, las cuales alcanzaron de 500 a 600 km^2, virtualmente todo indicio de vida sobre el suelo fue aniquilado y todas las estructuras fueron destruídas por la fuerza de la nube de explosión, por el impacto de escombros, abrasión, enterramiento, asfixia y calor. Las temperaturas registradas en la nube de explosión del St. Helens variaron de menos de 100°C a más de 300°C (Banks & Hoblitt, 1981; Moore & Sisson, 1981). Algunos sobrevivientes ubicados cerca de los límites exteriores de la nube informaron que inicialmente ésta era fría durante unos pocos segundos, pero luego fue caliente durante un período de varios minutos (Rosenbaum & Waitt, 1981).

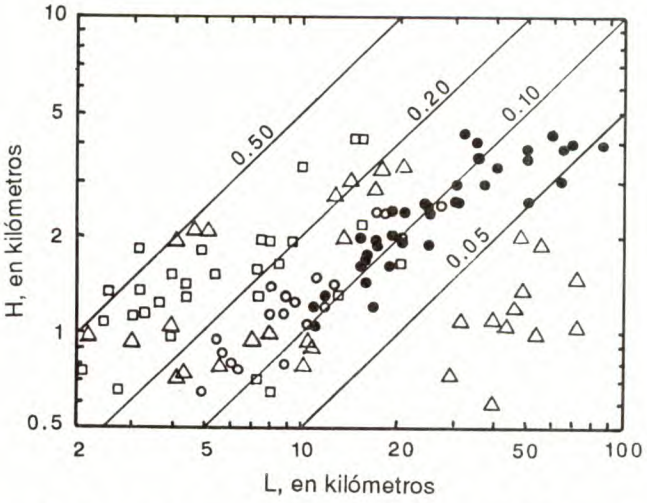


Fig. 2.5. Gráfico de distancia horizontal alcanzada (L) versus caída vertical (H) para avalanchas de escombros volcánicos (círculos en blanco, volumen <1 km^3; círculos en negro, volumen >1 km^3), grandes deslizamientos no volcánicos (cuadrados), y flujos piroclásticos (triángulos). Modificado de Siebert, 1984; Siebert et al., 1987).

Colapsos Estructurales

Los colapsos estructurales son comunes en volcanes debido a pendientes fuertes, fallas, materiales débiles, deformación interna causada por intrusiones, y otros factores. La formación repentina de caídas de rocas, deslizamientos de roca, y avalanchas de escombros, constituyen un gran peligro ya que pueden iniciarse repentinamente y tienen una gran movilidad. El colapso gradual de grandes sectores de un volcán es un proceso menos catastrófico, pero tiene numeroso peligros asociados.

Avalanchas de Escombros Las caídas de escombros, los deslizamientos en masa, y las avalanchas volcánicas pueden constituir tanto eventos pequeños como algunos de los movimientos de masa más voluminosos de la edad cuaternaria. Las avalanchas volcánicas han ocurrido en numerosos conos compuestos o estrato volcanes durante tiempos históricos (Schuster & Crandell, 1984; Siebert, 1984; Ui et al., 1986; Siebert et al., 1987). Algunos han ocurrido después de varios meses de actividad precursora sísmica, de deformación o explosiva; otras han ocurrido con aparentemente escaso aviso previo. Una ayuda al debilitamiento progresivo de un edificio volcánico la constituyen las intrusiones, la alteración hidrotermal, la erosión y otros procesos, ya que se desarrollan superficies de cizalla, las cuales pueden actuar como superficies de deslizamiento (Voight et al., 1983). Este debilitamiento progresivo puede conducir a que se produzca el deslizamiento, aunque es más probable que éste se inicie debido a un terremoto o a una explosión.

Las avalanchas de escombros volcánicas tienen mayor movilidad que sus equivalentes no volcánicas; es decir que para un volumen y diferencia de cota dados, las avalanchas de escombros volcánicas viajan más lejos (Fig. 2.5; Ui et al., 1986; Siebert et al., 1987). Tanto Ui (1983) como Voight et al. (1983) han atribuído este fenómeno al alto grado de fracturación de las rocas dentro de los volcanes y a la presencia de fluídos y gases hidrotermales y/o magmáticos. Avalanchas de escombros conocidas llegan a extenderse hasta 85 km desde su fuente de origen y cubren decenas a más de 1000 km^2. El impulso adquirido por las avalanchas de escombros les permite ascender pendientes empinadas y sobrepasar barreras topográficas de hasta centenares de metros de altura. Adicionalmente, avalanchas de escombros muy grandes, es decir aquellas con volúmenes mayores a 10 km^3, parecen ser más móviles que las más pequeñas (Siebert et al., 1987).

Las avalanchas de escombros entierran y destruyen todo lo que encuentran a su paso, y alteran enormemente la topografía preexistente. Adicionalmente, se pueden generar lahares y crecientes directamente a partir del desagüe de avalanchas de escombros (Janda et al., 1981). Estas también pueden represar ríos y formar lagunas, las mismas que pueden drenar catastróficamente y generar de esta manera lahares y crecientes (Costa & Schuster, 1988; Scott, 1988). Además, como en los casos del Mount St. Helens y del Bezymianny, las grandes avalanchas pueden producir una abrupta caída en la presión litostática que mantiene confinados a los sistemas magmático e hidrotermal, lo cual puede a su vez generar explosiones que varían desde explosiones freáticas menores hasta las grandes explosiones dirigidas. Por útlimo, las avalanchas de escombros que penetran en una masa de agua y por lo tanto desplazan súbitamente grandes volúmenes de agua, pueden formar olas. Avalanchas de escombros que penetran bahías estrechas o lagunas pueden formar olas muy grandes (Slingerland & Voight, 1979); aquellas que entran al mar pueden formar tsunamis (Kienle et al., 1987). Tsunamis también se pueden formar cuando ocurren deslizamientos en las pendientes submarinas de algunos volcanes. Evidencias encontradas en Hawaii indican

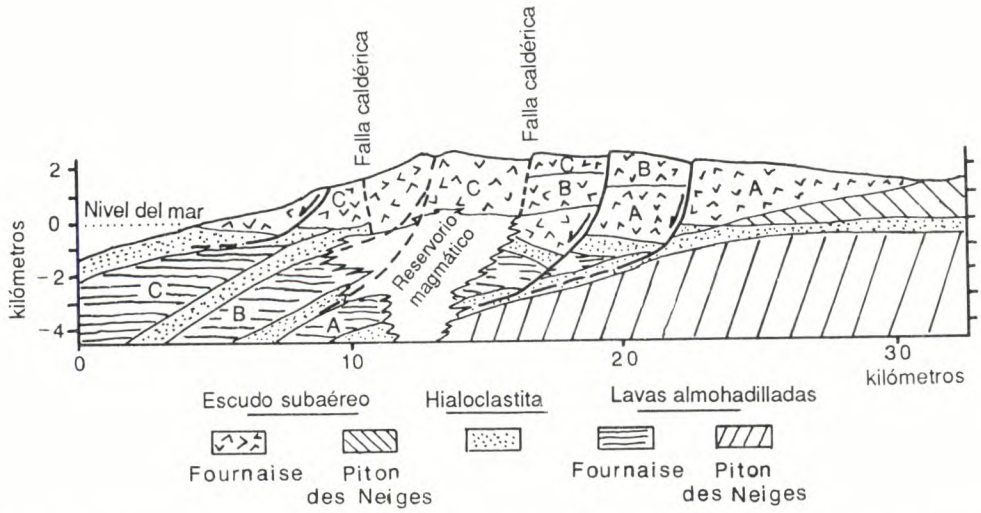


Fig. 2.6. Perfil transversal diagramático y especulativo de la estructura del Volcán Pitón de la Fournaise (Isla de la Reunión), el cual es un escudovolcán basáltico adosado al flanco oriental de otro escudovolcán, el Pitón des Neiges (tomado de Duffield et al., 1982). No hay exageración vertical. Unidades A, B y C representan secuencias de flujos de lava subaéreos y lavas almohadilladas submarinas e hialoclastitas provenientes de períodos sucesivamente más jóvenes en el crecimiento del volcán Pitón de la Fournaise. Se interpreta que la ubicación de fallas está controlada por antiguas zonas de fractura tipo dorsal o rift. Los lugares de posibles fallas futuras están indicados debajo del cráter Dolomieu, donde cruzan el volcán los sistemas de fracturas del dorsal o rift actualmente activo. La ubicación y tamaño del reservorio magmático son altamente especulativos.

que se han formado olas que han ascendido centenares de metros en los flancos de islas vecinas (Moore & Moore, 1984).

Colapso Gradual. Muchos volcanes-isla presentan evidencias de colapsos graduales de una gran parte de sus flancos. En el Kilauea, Hawaii, un desplazamiento repentino de grandes bloques ha generado terremotos destructores y tsunamis (Tilling et al., 1976). En el Piton de la Fournaise en la Isla Reunión (Fig. 2.6) y en el Kilauea, la inyección forzada de magma en las zonas de fractura está causando tanto el desplazamiento hacia el mar de flancos enteros de grandes escudo volcanes a una tasa de metros por siglo, como la formación de altas escarpas de falla (Swanson et al., 1976; Duffield et al, 1982). Se presume que la existencia de gruesas secuencias de hialoclastitas, talvez alteradas a arcilla, y que subyacen las partes subaéreas de los volcanes, ayudan a la ocurrencia de estos grandes deslizamientos. En Tenerife, un colapso parcial ha desplazado ladera abajo áreas tan grandes como 100 km^2, con diferencias de cota de centenares de metros, y en períodos cortos de tiempo (Booth, 1979).

Lahares y Crecientes

Los lahares y las crecientes son los miembros terminales de una serie contínua de procesos que varían desde lahares densos dominados por flujos laminares hasta crecientes de agua turbulentas. Los lahares son mezclas de escombros rocosos, movilizados por agua, que fluyen rápidamente, y se originan en las pendientes de los volcanes (Crandell, 1971). Las propiedades físicas de los lahares están controladas por el tamaño del grano y contenido de agua (Fisher, 1971), pero típicamente incluyen una alta resistencia a punto cedente, una densidad total alta (alcanza los 2000 kg/m^3), y viscosidades aparentes altas (Neall, 1976; Costa, 1984). Durante el avance del flujo ocurren transformaciones entre crecientes y lahares (Fig. 2.7; Fisher, 1983; Pierson & Scott, 1985; Scott, 1988): (1) las crecientes (ricas en agua) incorporan progresivamente más sedimento, convirtiéndose en lahares; este proceso se denomina hinchamiento; (2) los lahares se diluyen sea por el incremento de agua o por la pérdida de sedimento, transformándose en flujos de creciente hiperconcentrados, denominados descarga terminal del lahar (tienen aproximadamente 20 a 60% de sedimento por volumen) y en crecientes diluídas.

Las velocidades de lahares históricos han variado ampliamente debido a diferencias en las dimensiones de los canales, volumen y distribución del tamaño de grano. Los lahares en el Mount St. Helens en 1980 tenían velocidades tan bajas como 1.3 m/s a lo largo de zonas distales de baja pendiente, y tan altas como 40 m/s en pendientes fuertes cercanas al volcán (Janda et al., 1981). Otros lahares históricos han tenido velocidades similares, con promedios en el orden de 10-20 m/s (Macdonald, 1972; Blong, 1984).

Las áreas de inundación y la longitud de un lahar son altamente influenciadas por el volumen del lahar, sus características granulométricas, las transformaciones durante el flujo, y la topografía. Un gran volumen, un alto contenido de arcilla y el confinamiento en un valle angosto favorece el

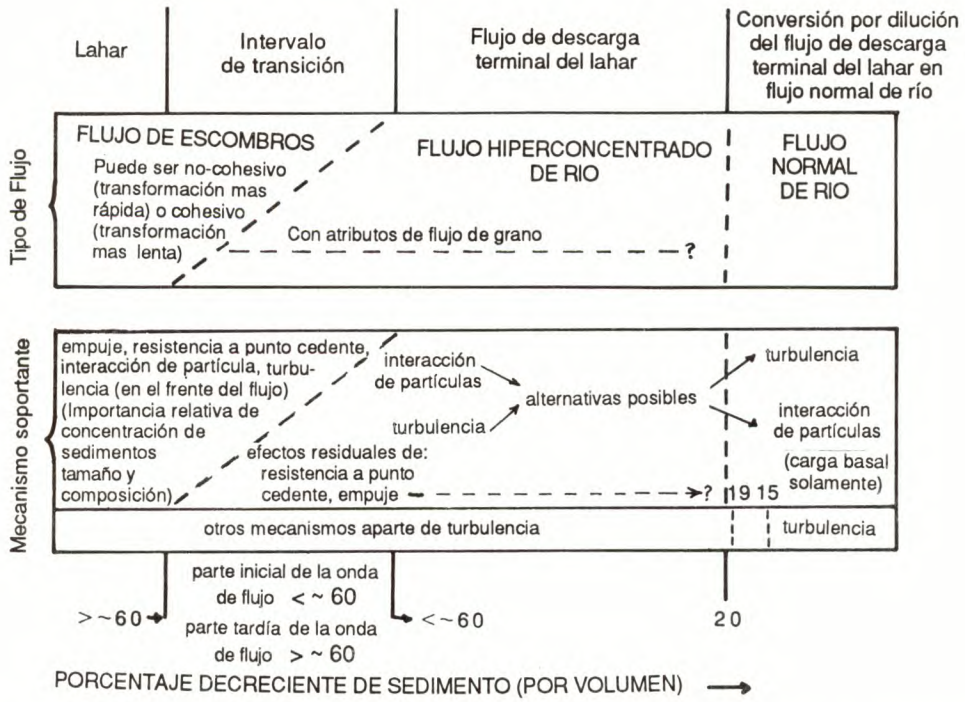


Fig. 2.7. Cambios secuenciales en el tipo de flujo y en los mecanismos de soporte de partículas en la transformación de un lahar en una descarga terminal y luego en un flujo normal de río. (Scott 1988; tabla 9). Dirección de flujo y concentración decreciente de sedimentos es de izquiera a derecha.

recorrido de grandes distancias; algunos de estos lahares históricos han recorrido centenas de kilómetros aguas abajo. Por el contrario, la descarga pico de lahares que tienen un bajo contenido de arcilla se atenúa rápidamente aguas abajo; lo mismo ocurre con lahares que se esparcen sobre áreas amplias de relieve bajo. Los lahares que se mueven a altas velocidades pueden ascender paredes en la parte exterior de curvas y pueden sobrepasar barreras topográficas.

Los lahares pueden ser generados de muchas maneras, las cuales resultan en la mezcla de escombros de roca y agua en un volcán (Crandell, 1971; Macdonald, 1972; Neall, 1976). Las explosiones volcánicas pueden desaguar de forma catastrófica las lagunas cratéricas (Zen & Hadikusumo, 1965). Avalanchas de escombros saturados de agua pueden transformarse en lahares, y avalanchas de escombros que llegan a detenerse pueden generar lahares al soltar agua y pequeños deslizamientos en masa (Janda et al., 1981). Flujos piroclásticos pueden entrar en ríos, incorporar su agua y formar lahares. La interacción de flujos piroclásticos y oleadas con nieve y hielo provoca la fusión de estos últimos (Major & Newhall, 1987) y el agua así generada se puede mezclar con sedimentos, tal como ocurrió durante la erupción del Nevado del Ruiz en 1985 (Lowe et al., 1986). Algunas personas han argumentado que lahares se han generado directamente de la nube asociada a la explosión lateral en el Mount St. Helens debido al agua subterránea presente en el volcán (Janda et al., 1981; Scott, 1988), o al agua de fusión incorporada a la mencionada nube (Pierson, 1985); otros no encuentan asidero para estas hipótesis (Brantley & Waitt, 1988).

Existen varios otros mecanismos que pueden generar lahares y que están indirectamente relacionados a la actividad volcánica. Represas formadas por flujos de lava, lahares, avalanchas de escombros, flujos piroclásticos o bordes cratéricos, pueden fallar por desbordamiento o derrumbe (Houghton et al., 1987; Lockwood et al., 1988; Costa & Schuster, 1988). Aguaceros torrenciales sobre tefra recientemente depositada u otro material no consolidado también pueden formar lahares (Waldron, 1967). Estos tipos de lahares también se pueden formar cuando ocurren simultáneamente tormentas y columnas eruptivas convectivas (Moore & Melson, 1969).

Los lahares amenazan las vidas humanas y las propiedades tanto en los volcanes como en los valles que los drenan. Debido a su alta densidad y a su velocidad, los lahares pueden destruir la vegetación y hasta estructuras importantes a lo largo de sus rutas, tales como puentes. Los depósitos de los lahares pueden enterrar profundamente obras de infraestructura y campos cultivados. También pueden rellenar canales de ríos, disminuyendo de esta manera su capacidad de drenaje de crecientes (Janda et al., 1981; Lombard et al., 1981; US Army Corps of Engineers, 1984). Adicionalmente, un incremento en la sedimentación en los ríos impactados por lahares puede afectar la capacidad y la navegabilidad de estos canales (Schuster, 1983).

Estructuras para el control de crecientes proveen protección contra crecientes y también pueden mitigar los efectos de los lahares (Blong, 1984). En el Japón (Oficina para la Prevención de Desastres, 1988a, 1988b; Asociación Japonesa de Sabo, 1988) y en Indonesia (Sudradjat & Tilling, 1984; Suryo &

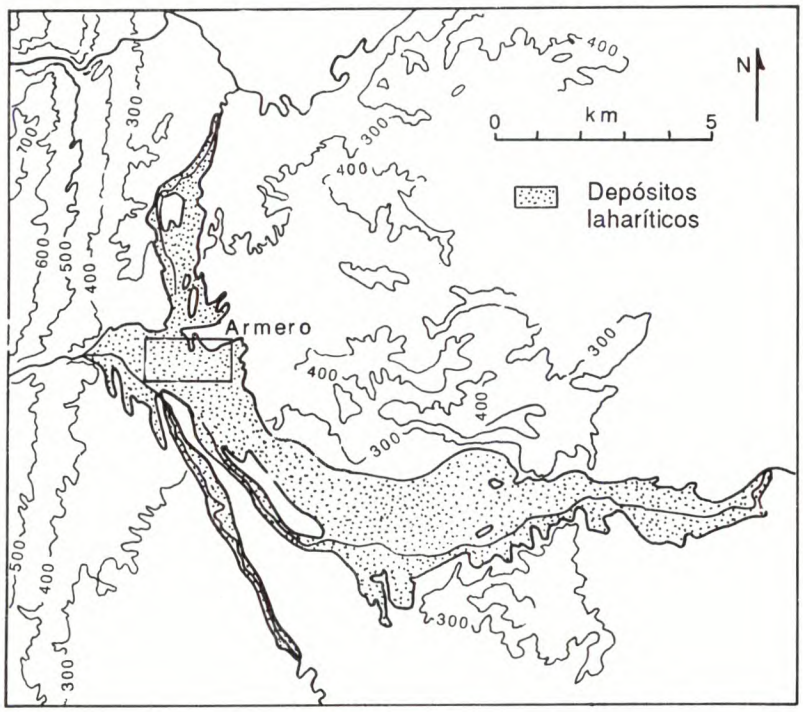


Fig. 2.8. Distribución del lahar del 13 de noviembre de 1985 del Nevado del Ruiz cerca a Armero, Colombia, donde perecieron más de 20.000 personas (tomado de Lowe et al., 1986). Armero está localizada sobre una superficie de pendiente suave en la desembocadura del cañón del río Lagunillas a 50 km al este del Nevado del Ruiz.

Clarke, 1985) se ha emprendido la construcción de barreras laterales, represas de contensión y desvío, y estructuras de contensión de sedimentos para desviar, contener o por lo menos disminuir el flujo pico de lahares y crecidas asociadas. Los lahares voluminosos son los más difíciles de controlar; sin embargo, disminuir previamente el nivel de grandes embalses puede proveer un importante espacio de almacenamiento tanto para agua como para sedimentos (Crandell & Mullineaux, 1978; Miller et al., 1981). Los reservorios en los cuales el nivel de agua no ha sido disminuído previamente, son susceptibles de desbordarse si una gran cantidad de agua es desplazada por un lahar, una avalancha de escombros u otro tipo de flujo. Una ruptura de la represa incrementaría en alto grado los destrozos aguas abajo de la misma.

La detección de un lahar cerca de su fuente puede proporcionar avisos oportunos a las personas que habitan río abajo, siempre y cuando exista un sistema de comunicación apropiado. En contraste con los flujos piroclásticos y las oleadas, los lahares presentan límites de máxima afectación muy definidos a lo largo de los valles, y en muchos casos las personas pueden ponerse rápidamente a salvo siempre y cuando las áreas de seguridad hayan sido previamente identificadas. Trágicamente, la mayoría de los 21.000 residentes de Armero, Colombia, muertos en 1985, se hubieran podido salvar por sus propios medios tan solo caminando una distancia corta (mucho menor a 2 km), si hubieran recibido un aviso a tiempo, y si hubieran conocido con antelación dónde ponerse a salvo (Fig. 2.8; Voight, 1988).

Caídas de Tefra y Proyectiles Balísticos

La tefra está constituída por fragmentos de roca y lava que han sido expulsados hacia la atmósfera y que luego caen nuevamente sobre la superficie terrestre. Las partículas son transportadas hacia arriba por medio de columnas eruptivas, las cuales consisten de una zona inferior de empuje por gases, y una zona superior convectiva (Sparks & Wilson, 1976). Una columna continuará ascendiendo por convección hasta que su densidad sea igual a la de la atmósfera circundante. Luego sufrirá una expansión lateral, pero también continuará ascendiendo debido a la inercia, y formará una amplia nube en forma de paraguas (Sparks, 1986; Sparks et al., 1986), la cual juega un importante papel en el transporte de piroclásticos (Carey & Sparks, 1986). La altura de la columna eruptiva está determinada por la temperatura del material expelido y por la tasa de emisión del mismo, las cuales, junto a la dirección y fuerza del viento, son

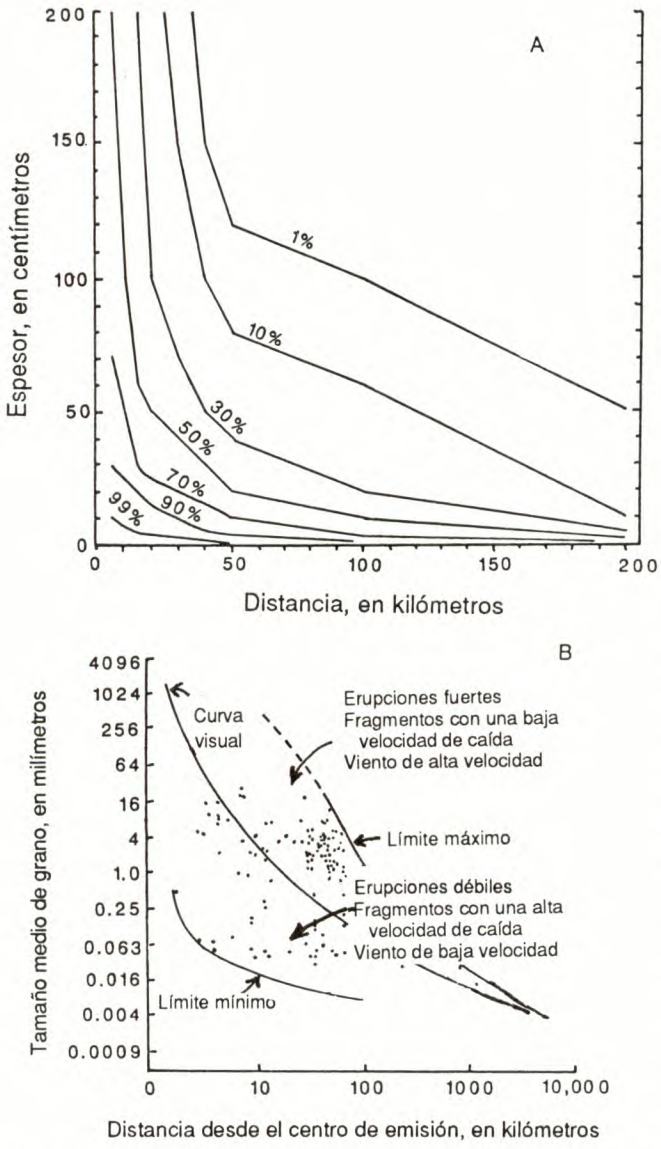


Fig. 2.9. Variaciones en espesor y tamaño medio del grano en depósitos de caída de tefra. A) Porcentaje de depósito de tefra cuyo espesor es mayor o igual al valor indicado versus la distancia (medida a lo largo del eje del lóbulo de distribución) desde el centro de emisión (datos tomados de Newhall, 1982). Basado en una muestra de 36 erupciones con volúmenes de caída de tefra igual o mayor a 0.1 km^3. Newhall (1982) corrigió el conjunto de datos para equilibrar una tendencia a registrar más las erupciones mayores. Por lo tanto, sólo en el 10% de las erupciones, el espesor de la capa de tefra a 100 km sobrepasó los 60 cm. B) Tamaño medio de grano de numerosas caídas de tefra vs. distancia al centro de emisión (modificado de Fisher & Schmincke, 1984, Fig. 6-36). Nótese que el tamaño medio del grano decrece con el incremento de la distancia al centro de emisión, pero que hay una tendencia de los datos a esparcirse irregularmente debido a variaciones en la intensidad eruptiva, en la densidad de las partículas, y en la fuerza del viento.

los factores que controlan el transporte de tefra a grandes distancias. En contraste, los proyectiles balísticos abandonan el cráter a velocidades que varían de decenas a centenares de metros por segundo, y siguen trayectorias que no son afectadas por la dinámica de la columna eruptiva o por el viento. En consecuencia, estos proyectiles típicamente se hallan restringidos a un radio de 5 km del centro de emisión (Blong, 1984).

La tefra varía de tamaño desde ceniza (<2 mm), a lapilli (2-64 mm), hasta bloques y bombas (>64 mm) que pueden alcanzar diámetros de hasta varios metros (Fisher, 1961). Las densidades varían desde pómez y escoria vesiculares de baja densidad, hasta cristales y fragmentos líticos muy densos. El material puede ser de tipo juvenil (formado a partir del magma involucrado en la erupción) o de tipo accidental (formado de rocas preexistentes).

Las caídas de tefra constituyen el peligro directo de mayor alcance derivado de erupciones volcánicas. Por ejemplo, durante grandes erupciones, superficies de 10^3 a 10^4 km^2 pueden quedar cubiertas con una capa de tefra >10 cm, y la ceniza fina puede ser acarreada sobre áreas extensas, de orden continental y hasta más grandes. Típicamente, al incrementarse la distancia desde el centro de emisión, la tefra presenta una disminución en el tamaño del grano y forma depósitos más delgados (Fig. 2.9); sin embargo, en algunas erupciones históricas se han observado algunas áreas aisladas donde el espesor de las capas de tefra aumenta en zonas distales (por ejemplo, Sarna-Wojcicki et al., 1981a). Carey y Sigurdsson (1982) han propuesto que la formación de agregados de partículas a partir de ceniza fina durante de erupción del Mount St. Helens el 18 de mayo de 1980, causó una depositación rápida de la nube de tefra de espesores mayores en áreas ubicadas en la dirección del viento.

Las caídas de tefra y los proyectiles balísticos son una amenaza para la vida y las propiedades por (1) la fuerza del impacto de los fragmentos que caen, (2) enterramiento, (3) formación de una suspensión de partículas de grano fino en el agua y en el aire, y (4) el transporte de gases nocivos, ácidos, sales, y, en las cercanías del vento, calor.

El peligro de impacto por grandes fragmentos es máximo cerca al cráter y decrece al incrementarse la distancia desde el mismo. Los gráficos de Walker (1980) de tamaños máximos de fragmentos líticos y de pómez versus distancia de los centros de emisión, indican que bombas pequeñas de pómez (64-100 mm) han sido acarreadas a distancias horizontales de hasta 20-28 km. dependiendo del tamaño de la erupción, mientras que bombas líticas fueron llevadas hasta 10-30 km. Las personas pueden sobrevivir la caída de bombas pequeñas en un refugio mínimo; sin embargo, las caídas de bombas grandes pueden afectar a las personas hasta en refugios sólidos. En las explosiones del Asama en 1938, bombas de 1 m de diámetro fueron lanzadas hasta una distancia de 4.5 km (Minakami, 1942). Los datos disponibles sobre los efectos de impactos por bombas sobre algunos materiales de construcción comunes están presentados en Blong, (1981, 1984).

El enterramiento por tefra puede provocar el colapso de los techos de edificios, destruir líneas de transmisión de energía y comunicaciones, y dañar o liquidar la vegetación. La tefra seca y no-compactada tiene densidades que varían entre 0.4-0.7 g/cm^3, mientras que tefra húmeda y compactada alcanza valores de

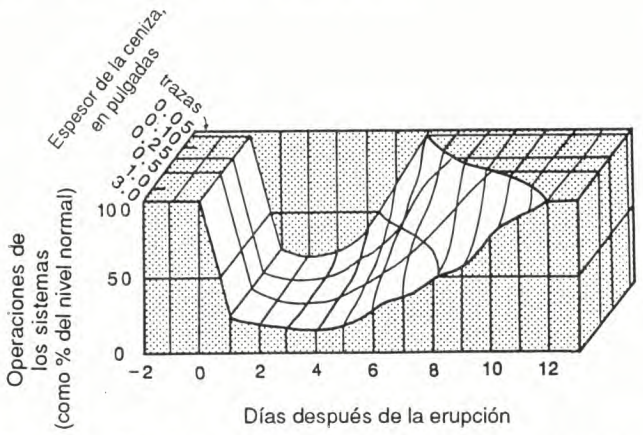


Fig. 2.10. Una "superficie de conmoción" generalizada para comunidades en la parte oriental del estado de Washington y occidental de Montana (USA) a causa de la erupción del 18 de mayo de 1980 del Mount St. Helens (modificado de Warrick, 1981, Fig. VI-4).

densidad de hasta 1 g/cm^3 (Blong, 1981, 1984). Sarna-Wojcicki et al. (1981a) reportan densidades de hasta 1.25 g/cm^3 para tefras húmedas. De esta manera, la carga impartida por una capa de caída de tefra de 10 cm de espesor puede variar de entre 40-70 kg/m^2 para tefras secas hasta 100-125 kg/m^2 para tefras húmedas. La humedad también incrementa la cohesión de la tefra. Los efectos de la carga de tefra sobre edificios varían considerablemente en función del diseño y la construcción de los mismos; los techos planos son más propensos a fallar que los más inclinados. El transporte por viento de la tefra sobre los techos puede producir localmente un aumento de carga que excede las cargas en el suelo adyacente. Los efectos del enterramiento sobre la vegetación también son muy variables. Caídas de tefra >1 m liquidarán la mayoría de los tipos de vegetación; incluso capas delgadas de tefra pueden causar daños severos dependiendo de las especies vegetales, de la época del año y de la etapa de crecimiento de la planta (Rees, 1979; Blong, 1982).

La suspensión de partículas de grano fino en el aire afecta la visibilidad y la salud (especialmente en personas con problemas respiratorios), y puede estropear maquinaria desprotegida (especialmente motores de combustión interna). El transporte aéreo, ferroviario y en carreteras es especialmente vulnerable. La capa relativamente delgada de caída de tefra en los estados de Washington (parte oriental), Idaho (parte norte) y Montana (parte occidental), proveniente de la erupción del Mount St. Helens del 18 de mayo de 1980, trastornó rápida y uniformemente el sistema de transporte y varios tipos de servicios comunitarios, sin importar el espesor de la capa de tefra; sin embargo, la recuperación fue más rápida en aquellas comunidades donde la capa de tefra fue más delgada (Fig. 2.10; Warrick, 1981). El mantenimiento en suspensión de estos materiales finos debido al viento, especialmente en climas áridos, puede prolongar muchos problemas. Hasta caídas de ceniza delgadas (<2 cm) pueden causar graves daños a servicios comunitarios críticos como son hospitales, centrales de generación eléctrica, plantas de bombeo, sistemas de drenaje y plantas de tratamiento de aguas (Schuster, 1981, 1983). La ceniza fina puede producir cortocircuitos en las líneas de transmisión. Adicionalmente, las comunicaciones se pueden ver afectadas por daños en las líneas telefónicas y estaciones transmisoras de radio y televisión, y por desórdenes de tipo eléctrico causados por rayos. La oscuridad producida durante el día por las caídas de tefra puede persistir desde pocas horas hasta varios días (Blong, 1982), puede causar pánico y complicar otros problemas.

En contraste a los peligros debidos a otros eventos volcánicos, muchos de los efectos peligrosos de la caída de tefra pueden ser mitigados en la práctica mediante una adecuada planificación y preparación. Blong (1981, 1984) presenta varios métodos utilizados durante caídas de tefra en el pasado, incluyendo la remoción de tefra de los techos u otras estructuras conforme ésta se va acumulando, el diseño de la orientación e inclinación de los techos para impedir una elevada acumulación, refuerzo de paredes y techos para soportar las cargas y el impacto de los proyectiles, remoción o estabilización de la tefra en el terreno, para impedir que ésta se retrabaje, el diseño de filtros para maquinaria y el uso de máscaras respiratorias o pañuelos húmedos sobre nariz y boca para reducir la inhalación de tefra y gases.

La tefra puede contener gases nocivos que han sido absorbidos en sus partículas o pueden presentarse como aerosoles y como partículas de sales (Thorarinsson, 1979). Los efectos de éstos se tratan en la sección de gases volcánicos.

Las caídas de tefra han causado incendios, tanto por rayos generados en las nubes eruptivas, como por fragmenos incandescentes. Los fragmentos que son lo suficientemente grandes como para contener la suficiente cantidad de calor para iniciar un incendio típicamente caen a pocos kilómetros del cráter; sin embargo, en el caso del Mt. Fuji durante la erupción de 1707, se generaron incendios a 10 km de distancia debido a fragmentos de pómez de 20-30 cm. de diámetro (Tsuya, 1955). En ciertos casos, y a varios kilómetros del cráter, los depósitos de caída de tefra pueden ser tan calientes que los fragmentos pueden quedar soldados entre sí (Wright, 1980; Mahood & Hildreth, 1983). Los efectos de episodios de este tipo podrían ser catastróficos.

Una vez que la tefra ha sido dispersada sobre una cuenca hidrográfica, ésta puede inducir cambios importantes en las relaciones de precipitación/escorrentía. Depósitos de cenizas finas con una baja permeabilidad llevan a un incremento en la escorrentía, a una erosión acelerada y a ajustes en los canales de los ríos (Segerstrom, 1950; Waldron, 1967; Davies et al., 1978b; Collins et al., 1983; Lehre et al., 1983). Al contrario, los depósitos potentes de tefra de grano grueso pueden incrementar la capacidad de infiltración y prácticamente eliminar la escorrentía.

Gases Volcánicos

El magma contiene gases disueltos, los cuales escapan hacia la atmósfera, tanto durante las erupciones como mientras el magma permanece estacionado cerca a la superficie. Los gases también pueden ser emitidos por sistemas hidrotermales. El gas volcánico más abundante es el vapor de agua; otros gases

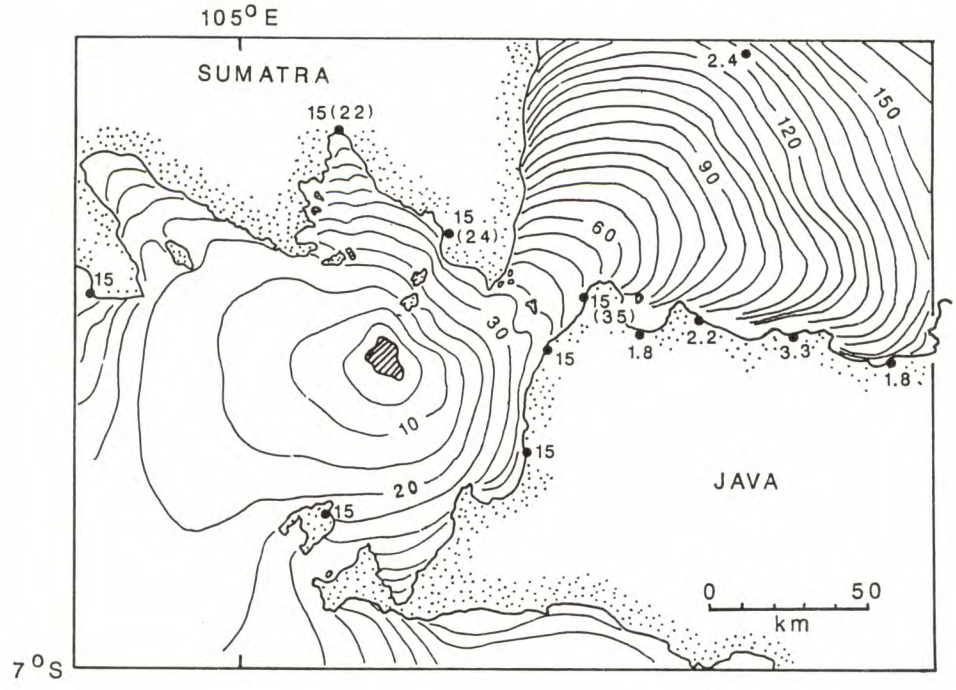


Fig. 2.11. Mapa del Estrecho de la Sonda entre Java y Sumatra, Indonesia, que muestra el tiempo de viaje (en minutos) del tsunami generado en la erupción de 1883 del Volcán Krakatoa (zona con líneas abundantes). Este gráfico es una combinación de las Fig. 7 y 8 de Yokoyama (1981), las cuales fueron reproducidas como Fig. 119 y 120 en Simkin & Fiske (1983). Los numerales al lado de los círculos negros indican las alturas máximas en metros de los tsunamis a lo largo de las costas, tal como están dadas en Yokoyama (1981); los valores entre paréntesis son aquellos dados por Wharton (1888; *en* Simkin & Fiske, 1983).

importantes incluyen el dióxido de carbono, monóxido de carbono, óxidos de azufre, ácido sulfhídrico, cloro y flúor (Williams & McBirney, 1979). Estos gases son transportados desde sus centros de emisión como aerosoles ácidos, como compuestos químicos absorbidos por la tefra y como sales en partículas microscópicas (Rose, 1977; Thorarinsson, 1979).

Tanto los compuestos de azufre como los cloruros y fluoruros reaccionan con el agua para formar ácidos venenosos, los cuales, aún en concentraciones bajas, son nocivos para los ojos, la piel y el sistema respiratorio de seres humanos y animales. Dependiendo de su concentración y del tipo de vegetación, estos ácidos pueden causar daño y hasta liquidar la vegetación; también pueden destruir tejidos textiles y metales (ver los resúmenes de Wilcox, 1959; Bolt et al., 1977; y Thorarinsson, 1979).

El anhidrido carbónico y el monóxido de carbono son inodoros y, al contrario de los otros gases tóxicos, no pueden ser detectados por las personas. El monóxido de carbono es venenoso y el anhidrido carbónico, que es más denso que el aire, se puede acumular en zonas bajas o depresiones topográficas y llegar a asfixiar a cualquier ser humano o animal que penetre en el área. Varios acontecimientos recientes hacen hincapié en los peligros derivados de la emisión de grandes cantidades de dióxido de carbono de erupciones freáticas (en la altiplanicie de Dieng, Indonesia, en 1979, [Le Guern et al., 1982]), así como de lagunas cratéricas tipo maar situadas en regiones tropicales y en las cuales ocurre un vuelco repentino en la disposición estratificada de sus aguas, las cuales han acumulado dióxido de carbono por medio de exhalaciones volcánicas (Lago Monoun en 1984, [Sigurdson et al., 1978b] y Lago Nyos en 1986 [Kling et al., 1987], ambos en Camerún).

Los efectos de un gas volcánico están relacionados directamente a su concentración, la cual decrece con la distancia desde su punto de emisión, ya que el gas es diluído por el aire. Normalmente, los efectos nocivos están restringidos a un radio de 10 km desde el punto de emisión, excepción hecha de circunstancias especiales. Sin embargo, las erupciones explosivas de gran volumen pueden formar un velo estratosférico de polvo y de aerosoles ácidos, los cuales también pueden formarse durante erupciones modestas de magmas ricos en azufre; éstos pueden producir efectos climáticos locales o regionales (Rampino & Self, 1982, 1984; Stothers, 1984; Rampino & Stothers, 1988).

Sismos Volcánicos

La generación de sismos en áreas volcánicas se puede dar por (1) el movimiento de magma y la formación de fracturas asociadas, (2) explosiones volcánicas, (3) movimientos en masa a gran escala, y (4) esfuerzos tectónicos (Blong, 1984). Los sismos de las primeras dos categorías típicamente son someros, de magnitud pequeña a moderada ($M \leq 5$), y raras veces causan daños en sitios alejados del volcán; sin embargo, hay algunas excepciones notables (Machado et al., 1962; Rittman, 1962; Shimozuru, 1972; Okada et al., 1981; Latter, 1981). Newhall y

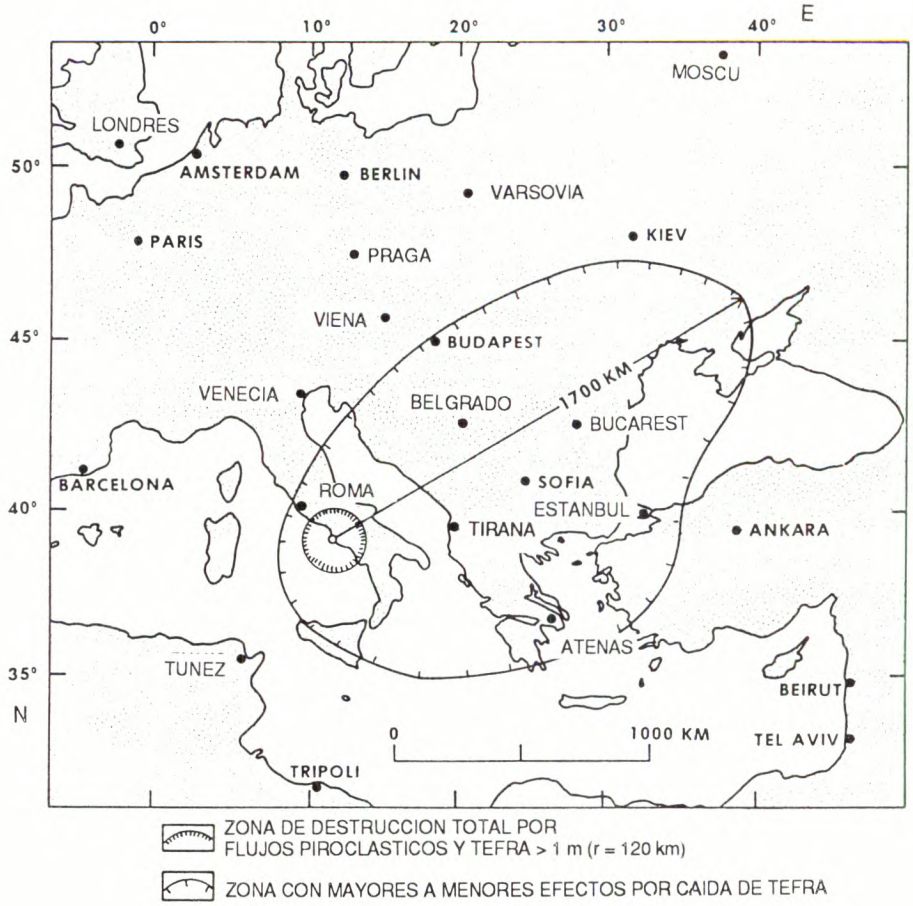


Fig. 2.12. Representación hipotética de una gran erupción con formación de caldera en Campi Flegrei, Italia, que muestra el potencial de devastación local y conmoción regional. Las zonas que se muestran son aquellas que se esperaría sean afectadas por una erupción similar a la que generó la caída de tefra y la ignimbrita Bishop desde la Caldera de Long Valley, en California, hace 740 mil años (Miller et al., 1982). El volumen total de los piroclásticos Bishop es de alrededor de 600 km^3, los espesores de caída de tefra preservados a lo largo del eje son de 100 cm a los 120 km, 40 cm a los 200 km, 15 cm a los 500 km y 8 cm a los 800 km. Este escenario no predice de ninguna manera una actividad futura en Campi Flegrei, sino que es una ilustración de la magnitud de los impactos sobre una sociedad que resultarían de una erupción catastrófica en una zona densamente poblada.

Dzurisin (1988) hacen notar que muchas veces no existe una distinción clara entre sismos puramente tectónicos y puramente volcánicos, especialmente en el caso de sistemas volcánicos que muestran signos de inquietud; además, ambos procesos contribuyen a la generación de sismos. Durante esta década han ocurrido enjambres sísmicos, con sismos de magnitud pequeña a moderada, en tres grandes calderas con signos de reactivación: Rabaul (Papua-Nueva Guinea), Campi Flegrei (Italia) y Long Valley (California, USA). Estos enjambres estuvieron precedidos y/o acompañados por fuertes sismos extracaldera, persistieron por períodos de varios años, y que en algunos casos causaron daños a estructuras ubicadas en el interior de las calderas. Todos los enjambres estuvieron acompañados de levantamientos rápidos del terreno en áreas extensas.

Sismos generados por grandes movimientos en masa o por esfuerzos tectónicos son típicamente mucho más fuertes que aquellos generados por explosiones volcánicas o movimiento de magma. Sismos fuertes y destructivos (M≥7) han ocurrido en respuesta a súbitos desplazamientos del volcán Kilauea, Hawaii, hacia el mar (ver sección sobre colapsos estructurales; Tilling et al., 1976). Numerosos sismos tectónicos fuertes (M≥7), incluyendo algunos de los mayores eventos registrados, han

sucedido en los límites convergentes de las placas donde se ubican los arcos volcánicos. Algunas erupciones han podido ser relacionadas a estos sismos fuertes. Por ejemplo, el gran terremoto de Chile en 1960 (M=9.5) fue seguido 48 horas más tarde por una erupción de fisura cerca del volcán Puyehue, localizado a unos 300 km de distancia del epicentro (Katsui & Katz, 1967). No se discute aquí los peligros asociados a los grandes terremotos de borde de placa.

Los efectos dañinos de sismos volcánicos normalmente están restringidos a las áreas proximales, y son el resultado del movimiento del suelo, y, talvez, de ruptura del suelo. Los sismos también pueden ser mecanismos iniciadores para movimientos en masa, los cuales pueden resultar en la formación de otros eventos peligrosos tales como avalanchas de escombros.

Ondas de Choque Atmosféricas

Durante algunas erupciones explosivas históricas y debido al rápido movimiento del material arrojado (tefra), se han originado ondas de choque atmosféricas. A pesar de que la energía de las ondas de choque disminuye con la distancia de su centro de emisión, éstas pueden tener la energía suficiente para causar daños a estructuras distantes. Blong (1984) presenta varios ejemplos sobre los efectos de ondas de choque registrados a cientos de kilómetros de distancia de la fuente. La erupción de 1815 del Tambora, Indonesia, generó una onda de choque que produjo la rotura de vidrios de ventanales ubicados a 400 km de distancia (Stewart, 1820), y Simkin y Howard (1970) reportaron daños a edificios situados a 100 km de distancia de Fernandina, Galápagos, en 1968. Banister (1984) recopiló registros barográficos y calculó la respuesta de la atmósfera a la gran explosión dirigida del Mount St. Helens del 18 de mayo de 1980. Este autor determinó sobrepresiones mínimas de 1600 Pa a 10 km y 400 Pa a 50 km y notó que los valores reales podrían haber sido el doble de éstos. Tales presiones no serían capaces de causar daños a estructuras; sin embargo, en grandes erupciones es posible que las velocidades del material arrojado sean varias veces superiores a aquellas del Mount St. Helens, y se puede concebir que presiones cercanas al umbral de daño a edificios (alrededor de 10.000 Pa) puedan darse a decenas de kilómetros del centro de emisión.

Tsunamis

Los tsunamis son olas, o trenes de olas marinas, de período largo, generadas por el súbito desplazamiento de masas de agua; estas olas atraviesan las aguas profundas a gran velocidad en forma de olas anchas y bajas, para luego elevarse considerablemente al acercarse a las playas. La mayoría de los tsunamis se generan por desplazamientos de fallas geológicas en el fondo del mar; sin embargo, decenas de tsunamis históricos de origen volcánico han causado numerosas muertes y grandes daños a propiedades a lo largo de playas marinas y lacustres, aún a grandes distancias de las erupciones. Latter (1981) discute numerosos mecanismos para la generación de tsunamis de origen volcánico, incluyendo sismos volcánicos o volcano-tectónicos; explosiones; colapso o hundimiento; deslizamientos, lahares o flujos piroclásticos que entran en contacto con agua; y ondas de choque atmosféricas que se acoplan al mar (Press & Harkrider, 1966). Los tsunamis producidos por la erupción de 1883 del Krakatoa invadieron las costas circundantes con olas de hasta 35 m de altura, causaron la muerte de más de 30.000 personas, y devastaron parcial o totalmente 300 pueblos (Fig. 2.11; Simkin & Fiske, 1983, citan numerosas fuentes). Las causas de los tsunamis más grandes han sido ampliamente debatidas, pero seguramente han tenido orígenes múltiples relacionados a colapso, explosiones y flujos piroclásticos; las olas más pequeñas muy probablemente se formaron por acople aire-mar de ondas de presión (Latter, 1981; Simkin & Fiske, 1983; Francis, 1985).

Un sistema de alarma ubicado en la gran cuenca del Océano Pacífico provee avisos oportunos sobre el avance de tsunamis hacia zonas ubicadas a centenas hasta millares de kilómetros del sitio de origen del tsunami; sin embargo, debido a la gran velocidad de los tsunamis, las personas localizadas en zonas cercanas al sitio de origen tienen escaso tiempo para actuar. Adicionalmente, las olas que impactan en áreas proximales pueden ser muy altas y pueden afectar extensas zonas a lo largo de costas bajas-- zonas que normalmente no deberían ser afectadas por tsunamis inducidos por sismos distantes. En tales casos, la evacuación previa a la ocurrencia de un evento generador de tsunamis es probablemente la única medida confiable de mitigación. Antes que las autoridades puedan justificar la evacuación de áreas proximales populosas, deben ser pronosticadas las características del evento generador del tsunami. Por ejemplo, la deformación precursora de una avalancha de escombros debería permitir establecer una estimación de la dirección del movimiento y de su tamaño potencial. Por medio de modelos numéricos se podría entonces predecir el tiempo de arribo y la altura de las ondas producidas por dichos eventos (Kienle et al., 1987), lo cual se consideraría en los planes de evacuación. Para el caso de las zonas que no han sido evacuadas antes del evento, las medidas de mitigación requieren que observadores visuales, o algún sistema de monitoreo, detecten el evento generador de tsunamis o el tsunami en sí, y avisen inmediatamente a las personas ubicadas en las zonas de peligro, y que además estas personas sepan dónde buscar refugio. En costas muy empinadas, las personas sólo necesitarían movilizarse distancias cortas, mientos que en costas bajas estas personas podrían estar lejos de zonas seguras.

Discusión

Una amplia gama de acontecimientos peligrosos están directa o indirectamente asociados a la actividad volcánica, y todos estos han causado pérdidas de vidas humanas, de propiedades y de recursos durante tiempos históricos. Las dos catástrofes ocurridas en la década de los ochenta en Camerún, causadas por el escape de dióxido de carbono de lagos tropicales (Sigurdsson et al., 1987b; Kling et al., 1987) sirven como advertencia que peligros volcánicos desconocidos o poco estudiados pueden sorprendernos todavía; sin embargo, la mayoría de los peligros volcánicos están razonablemente entendidos como resultado de

observaciones de erupciones históricas y de estudios del registro geológico de erupciones prehistóricas. Talvez la mayor incertidumbre reside en los efectos que tendría una gran erupción asociada a la formación de una caldera, la cual sería uno o dos órdenes de magnitud mayor a la más fuerte erupción conocida en tiempos históricos (Fig. 2.12). Los problemas de vigilar, dar aviso oportuno y evacuar, presentes en cualquier crisis volcánica, se verían incrementados en alto grado por el tamaño de la superficie que podría ser impactada por flujos piroclásticos de gran volumen y gruesas caídas de tefra. En muchas áreas del mundo, la población amenazada se contaría en millones, y partes significativas de los países podrían quedar destruídas. No está por demás decir que hasta hoy no se han elaborado planes para tratar este tipo de situaciones, y muchas personas argumentarían que la probabilidad de tales erupciones es tan baja que una planificación a largo plazo no se justifica.

Los peligros asociados a erupciones de magnitud baja a moderada están razonablemente entendidos; sin embargo, es bastante lo que se podría lograr con la promoción de medidas de ingeniería para mitigar los efectos de las erupciones. En muchas áreas se han desarrollado diseños de edificios para contrarrestar las caídas de tefra y los proyectiles balísticos, y se han construído canales para proveer protección contra lahares y crecientes. Existe la esperanza que estos métodos sean mejorados y utilizados más ampliamente en el futuro. La protección contra flujos de lava, y especialmente contra flujos piroclásticos y oleadas, es mucho más problemática y tal vez irrealizable.

Tal como se demostró dramáticamente durante la erupción del Nevado del Ruiz en 1985, una necesidad crítica para mitigar los efectos de la mayoría de eventos volcánicos peligrosos es el desarrollo de sistemas de detección de estos eventos, el proporcionar un aviso oportuno, y el desarrollo de planes de mitigación realistas (Tilling, 1989). Estos puntos de tratarán en los CAPITULOS 4-6.

Otros aspectos importantes del estudio de los peligros volcánicos son la identificación de las áreas de peligro, proporcionando estimados probabilísticos a largo plazo de que estas áreas sean impactadas por varios eventos volcánicos, o evaluando por lo menos el grado relativo de peligro en estas áreas, y produciendo mapas de zonificación de los peligros potenciales que reflejen los resultados de estos análisis. Esta información puede ser utilizada en la planificacón a largo plazo del uso del suelo, en los cuales los peligros volcánicos potenciales sean considerados para la toma de decisiones respecto a urbanizaciones futuras y en los planes para enfrentar futuras crisis volcánicas. Estos temas se discuten en el CAPITULO 3.

CAPITULO 3. ZONIFICACION DE LOS PELIGROS VOLCANICOS Y PREDICCIONES A LARGO PLAZO

William E. Scott

U.S. Geological Survey, Vancouver, Washington 98661

Introducción

La mitigación de los efectos de futuras erupciones volcánicas, y de los eventos relacionados a éstas, incluye varios pasos, tales como: (1) evaluar los peligros potenciales de futuras erupciones, (2) desarrollar planes a largo plazo para el uso del suelo, basados en la evaluación de los peligros, (3) evaluar el riesgo volcánico y planificar el manejo de crisis volcánicas una vez que comience la actividad premonitoria o la erupción misma, (4) vigilar el estado de un volcán para detectar el inicio y el progreso de una erupción, (5) idear medidas de protección para la gente, sus propiedades y la infraestructura crítica. Las últimas dos décadas de estudios sobre volcanes han sido testigos de un progreso significativo en la mayoría de estos tópicos debido al estímulo dado por las numerosas crisis volcánicas que han ocurrido durante este período de tiempo (Tilling, 1989). En los tópicos arriba mencionados se reflejan dos grandes grupos de peligros volcánicos: a corto plazo, o inmediatos, y a largo plazo, o potenciales (Crandell et al., 1984). Otras capítulos de este trabajo tratan sobre la evaluación de peligros a corto plazo, la vigilancia volcánica, la predicción de erupciones y el manejo de emergencias volcánicas. Tales actividades están enfocadas hacia volcanes que han erupcionado frecuentemente o lo han hecho en un pasado reciente, tales como el Etna en Italia, el Mount St. Helens en los Estados Unidos, el Cotopaxi en el Ecuador, el Taal en las Filipinas, el Sakurajima en Japón y el Merapi en Indonesia.

Este capítulo enfoca la evaluación de los peligros volcánicos a largo plazo, o sea aquellos que tienen una frecuencia tan baja que es poco probable que las personas presencien un erupción durante el transcurso de sus vidas. Los peligros relacionados a volcanes que erupcionan con poca frecuencia pueden ser definidos preparando una evaluación de los mismos a largo plazo; algunos de estos volcanes pueden ser lo suficientemente riesgosos como para justificar su vigilancia más estricta. Recíprocamente, muchos volcanes que actualmente son activos y están vigilados, también deben ser evaluados en lo referente a los peligros a largo plazo, ya que existe la posibilidad que el comportamiento anterior del volcán difiera bastante del comportamiento reciente, y que aquel tipo de actividad recurra en el futuro.

En este capítulo se tratan varios aspectos de la evaluación de los peligros volcánicos a largo plazo: (1) la identificación de aquellos volcanes que representan un peligro; (2) la documentación de la actividad pasada de estos volcanes con el objetivo de evaluar los tipos y alcances esperados de una actividad peligrosa futura; y (3) la identificación de las áreas que tendrían la posibilidad de ser impactadas durante erupciones futuras. El último tópico también incluye la elaboración de mapas de zonificación del peligro, los cuales delimitan las áreas peligrosas y proporcionan información acerca del grado relativo de peligro en regiones volcánicas. El trabajo de Crandell et al. (1984) ha servido en muchos casos de modelo para este capítulo.

Identificación de los Volcanes de Alto Riesgo

Simkin et al., (1981) han elaborado un catálogo de por lo menos 1343 volcanes que han erupcionado durante los últimos 10.000 años; más de 500 de ellos han erupcionado en tiempos históricos. De éstos, la mayoría está localizada a lo largo de márgenes convergentes o divergentes de las placas (Fig. 3.1). Aproximadamente unos dos tercios se ubican en el borde circumpacífico; los restantes están concentrados en las cuencas Caribe y Mediterránea, en Africa Oriental y a lo largo del dorsal meso-Atlántico. Las erupciones futuras ocurrirán en la mayoría de estos 1343 volcanes, en volcanes que no han sido identificados como activos durante los últimos 10.000 años, y en volcanes que hasta ahora no han nacido. Volcanes de las dos últimas categorías estarán ubicados casi en su totalidad en regiones representadas por volcanes de la primera categoría.

Con el objetivo de mitigar efectivamente los peligros que representan erupciones volcánicas futuras, tanto los científicos como las autoridades deben tener a mano una evaluación de los peligros antes de que se inicie la actividad premonitoria o la erupción misma, ya que la elaboración de una evaluación a fondo de los peligros volcánicos normalmente requiere de meses hasta

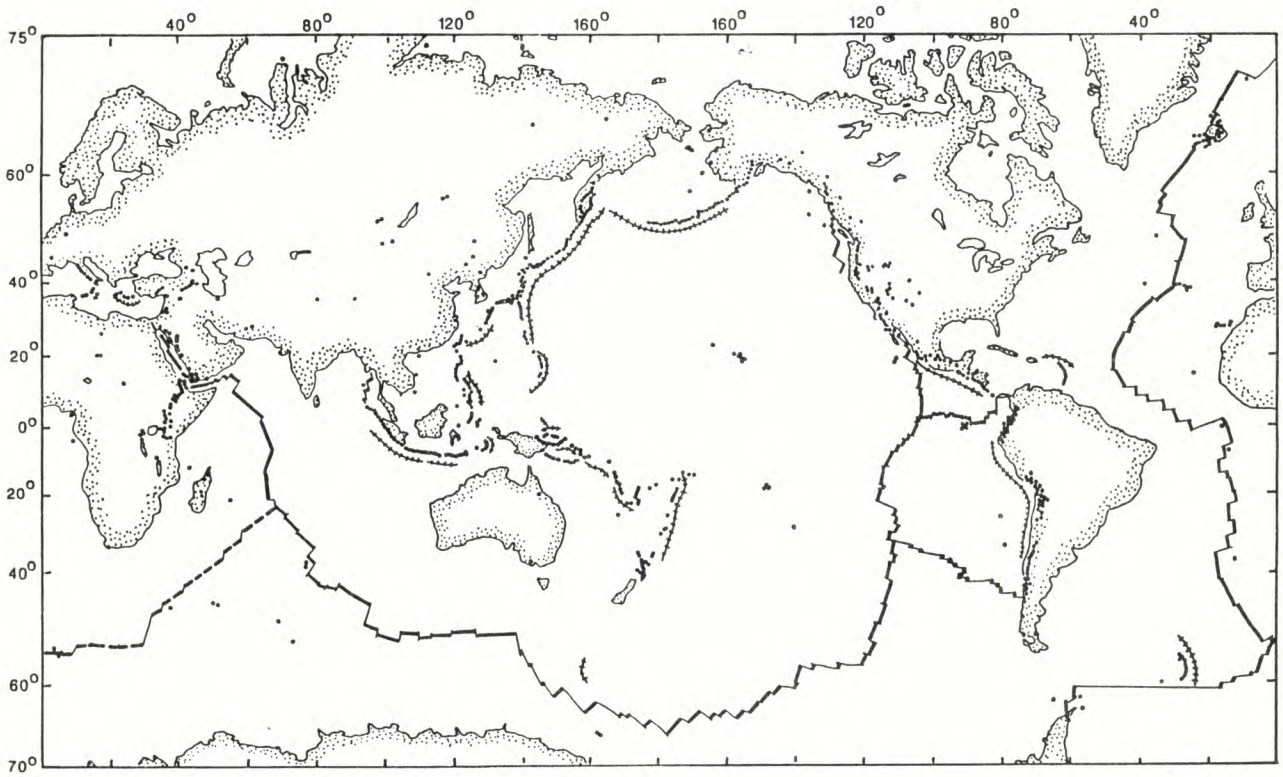


Fig. 3.1. Los volcanes del mundo (tomado de Peterson, 1986; adaptado de Simkin & Siebert, 1984). Los puntos indican los volcanes que han erupcionado durante los últimos 10.000 años. Las líneas gruesas indican la ubicación de los márgenes divergentes de placas; las líneas con cruces indican los márgenes convergentes de placas. La mayoría de erupciones submarinas a lo largo de márgenes divergentes pasan inadvertidas; por lo tanto, sólo se han ubicado unos pocos volcanes submarinos.

años. Tales compromisos de tiempo así como limitaciones presupuestarias, de personal y de necesidades, muchas veces significan que un país no puede preparar a tiempo una adecuada evaluación de los peligros para todos sus volcanes potencialmente activos. Esto es especialmente cierto en países con escasos recursos y/o muchos volcanes. Hasta en países altamente desarrollados con relativamente pocos volcanes puede suceder que no se logren tomar las decisiones ni se asignen los recursos necesarios para completar un programa de evaluación de peligros. Por lo tanto se deben establecer prioridades, de tal manera de estudiar en primer lugar los volcanes de alto riesgo.

El intento más reciente a escala mundial de identificación de volcanes de alto riesgo consistió en aplicar un sistema de calificación de factores combinados de peligro y de riesgo tales como: tipo de actividad durante el pasado, edad de la última actividad explosiva, extensión de las áreas afectadas durante las erupciones pasadas, ocurrencia de sismicidad o deformación, número de habitantes bajo riesgo y número de víctimas por erupciones pasadas (Tabla 3.1; Yokoyama et al., 1984; Tilling, 1989). De los 500 volcanes históricamente activos, 80 fueron identificados como de alto riesgo; sin embargo los autores advertían que la lista era incompleta. Y en realidad, al año siguiente, el Nevado del Ruiz en Colombia causó el segundo peor desastre volcánico de este siglo. Las limitaciones para establecer una lista de volcanes de alto riesgo son, entre otras, las siguientes: (1) la actividad prehistórica de muchos volcanes es muy poco conocida, (2) el registro histórico de muchos volcanes es corto y/o incompleto, (3) pueden ocurrir eventos de tipo y magnitud sin precedentes en tiempos históricos o prehistóricos, (4) debido a una morfología no-característica, algunos volcanes ubicados en zonas poco exploradas podrían no haberse identificado todavía, (5) los intervalos de reposo entre grandes erupciones pueden ser largos (cientos hasta miles de años; Simkin & Siebert, 1984), y (6) muchos volcanes que no han sido priorizados pueden ser ignorados, volviéndose de esta manera aún más peligrosos, si no se anticipan los efectos de futuras erupciones.

A pesar de los problemas mencionados, se debe establecer las prioridades, y los ochenta volcanes con calificaciones iguales o mayores a diez ya identificados por Yokoyama et al., (1984) ciertamente merecen ser considerados de alto riesgo (Tabla 3.2). Una periódica actualización de esta lista de volcanes de alto riesgo sin duda alguna la incrementará, pero difícilmente la disminuirá. También es cierto que muchos volcanes no considerados de alto riesgo también deberían ser tomados en cuenta de alguna manera. Esto puede asegurarse al realizar algún esfuerzo en estudios de reconocimiento de regiones volcánicas enteras. En efecto, los estudios exploratorios con fines

TABLA 3.1. Criterios propuestos para la identificación de volcanes de alto riesgo (según Yokoyama et al., 1984). Se asigna el puntaje de 1 (uno) por cada criterio aplicable, y 0 (cero) si el criterio no es aplicable.

GRADO DE PELIGRO	PUNTAJE
1) Alto contenido de sílice en los productos eruptivos (andesita/dacita/riolita)	
2) Actividad explosiva de importancia en los últimos 500 años	
3) Actividad explosiva de importancia en los últimos 5.000 años	
4) Flujos piroclásticos en los últimos 500 años	
5) Flujos de lodo en los últimos 500 años	
6) Tsunami destructivo en los últimos 500 años	
7) Area afectada por destrucción en los últimos 5.000 años es > 10 km^2	
8) Area afectada por destrucción en los últimos 5.000 años es > 100 km^2	
9) Ocurrencia frecuente de enjambres sísmicos de origen volcánico	
10) Ocurrencia de deformación significativa del suelo durante los últimos 50 años.	
GRADO DE RIESGO	
1) Población bajo riesgo > 100	
2) Población bajo riesgo > 1.000	
3) Población bajo riesgo > 10.000	
4) Población bajo riesgo > 100.000	
5) Población bajo riesgo > 1'000.000	
6) Hubo víctimas en tiempos históricos	
7) Se ha evacuado la zona debido a erupción(es) en tiempos históricos.	
PUNTAJE TOTAL	

geotérmicos o de explotación minera, el levantamiento de mapas geológicos, los estudios geofísicos y de suelos, pueden proveer información nueva sobre la edad y las características de la actividad prehistórica, la cual es crítica para establecer y revisar prioridades.

La Documentación de la Actividad Eruptiva Pasada

Los registros históricos y prehistóricos de la actividad volcánica y de su estado actual ha provisto la base para la mayoría de evaluaciones de los peligros volcánicos (Crandell et al., 1984). El estado actual de un volcán se determina con las técnicas descritas en el CAPITULO 4; a continuación se discuten los métodos para documentar la actividad eruptiva pasada.

Registros Históricos de las Erupciones

En muchos volcanes, las observaciones de erupciones históricas constituyen una fuente importante de información sobre las características de erupciones pasadas, su edad, las áreas impactadas y los efectos de las erupciones sobre la gente y sus alrededores. Algunos volcanes tienen un registro histórico que cubre más de 1000 años, mientras que en otros no se han observado erupciones, o los registros solamente cubren un tiempo de un siglo o menos. Incluso registros históricos más extensos tienen un uso limitado debido a que las descripciones de erupciones pasadas, muchas de las cuales han sido transmitidas en forma verbal, no fueron hechas por vulcanólogos experimentados, y son difíciles de interpretar (Blong, 1982). Sin embargo, el estudio detallado de los depósitos de erupciones históricas, combinado con la interpretación de observaciones y fotografías, han proporcionado información valiosa sobre las características de las erupciones y han incrementado nuestro conocimiento sobre los procesos volcánicos (p.e. Taylor, 1958; Nakamura, 1964; Simkin & Fiske, 1983; Sigurdsson et al., 1985b). Observaciones detalladas de erupciones efectuadas por vulcanólogos (Perret, 1950; Thorarinsson, 1954; Swanson, 1973; Sparks et al., 1976; Davies et al., 1978a; Hoblitt, 1986) han sido especialmente fructíferas. El estudio del registro geológico de erupciones históricas emplea la mayoría de técnicas utilizadas en investigaciones sobre los productos eruptivos prehistóricos.

El Registro Geológico de Erupciones Pasadas

Las investigaciones detalladas del registro geológico de erupciones pasadas es fundamental para evaluar los peligros a largo plazo en todos los volcanes. La perspectiva alcanzada por el estudio del comportamiento de un volcán durante largo tiempo incrementa la probabilidad de que se conozca el rango tanto de su tipo y frecuencia eruptiva, como de la magnitud de sus erupciones. Asimismo, un registro extenso podría documentar patrones de comportamiento episódico o cíclico, o mostrar evidencias de un patrón evolutivo distinto, lo cual sería de gran valor para estimar las probabilidades de la ocurrencia y las características de una reactivación de un volcán en estado latente.

Los requisitos para reconstruir el registro geológico de las erupciones pasadas y su actividad reciente incluyen los siguientes:

(1) Establecer una secuencia estratigráfica de los productos de las erupciones pasadas.
(2) Determinar la extensión de depósitos individuales o de grupos de depósitos y estimar la magnitud de las erupciones que las produjeron.
(3) Determinar el origen de los depósitos.
(4) Determinar la edad de los depósitos por medio de varias técnicas con el objeto de determinar una cronología de eventos y estimar su frecuencia.

La secuencia estratigráfica y la extensión de los productos de erupciones pasadas. Los principios estratigráficos estándar, tales como la superposición y correlación, son utilizados para establecer la secuencia de erupciones pasadas. Los depósitos

TABLA 3.2. Los volcanes de alto riesgo y sus puntajes (ver TABLA 3.1) según la identificación efectuada por Yokoyama et al. (1984). Para aquellos volcanes que presentan un rango de variación en su puntaje, se ha considerado solamente el puntaje más alto. Los nombres en **negrita** denotan volcanes para los cuales una evaluación del peligro está referenciada en la TABLA 3.5.

PUNTAJE	15	14	13	12	11	10
Italia	**Phlegraean Fields** **Vesuvius** (16)					**Etna**
Francia/Isla de Réunion			Piton de Fournaise			
Nueva Zelandia			Tarawera			**Ruapehu** Taupo
Papua-Nueva Guinea	**Rabaul**		Lamington		**Karkar** **Manam**	**Uluwan**
Indonesia	Api Siau Gamalama **Kelut** **Merapi** **Semeru**		Agung Awu Lamongan Slamet Tangkuban Parahu	Ili Boleng Ili Werung **Lokon** Paluweh Sundoro	Guntur Ijen	Ciremai Marapi Raung
Filipinas	Hibok-Hibok	**Mayon**		Canlaon Taal		Bulusan
Japón		Sakurajima	**Asama** Usu	**Fuji**	Komagatake Unzen	Bandai Tokachi
Estados Unidos	**Mount St. Helens**		**Kilauea**			**Lassen Peak** **Mauna Loa** **Mono-Inyo Craters**
México	Colima El Chichón			Ceboruco		
Guatemala	Santa María/ **Santiaguito**	Fuego	Agua/ **Pacaya** Amtitlán	**Tacaná** Tajumulco		
El Salvador				San Miguel	Izalco San Salvador	Ilopango
Nicaragua	Coseguina				Santiago	San Crístobal
Costa Rica	Arenal		Irazú			Poás
Colombia			Galeras			Puracé
Ecuador		**Cotopaxi**	Guagua Pichincha		Tungurahua	
Antillas Menores		Dominica **Pelée** Soufrière de St. Vincent	**Soufrière de Guadeloupe**			

fragmentarios y los flujos de lava rara vez están expuestos en superficie. Es más común encontrar estos depósitos en terrazas de río, cicatrices de deslizamientos, cortes de carretera y otros tipos de excavaciones; en lugares con escasez de afloramientos, puede ser necesario hacer trincheras o perforaciones con recuperación de testigos. Numerosas localidades alrededor de un volcán tienen que ser investigadas, ya que algunos eventos eruptivos apenas forman depósitos delgados o discontínuos, y también porque la erosión causada por erupciones subsiguientes o procesos subaéreos durante períodos de reposo pueden remover parte del registro. Hasta con un trabajo detallado, la evidencia de algunos eventos pasados o la extensión total de los epósitos de algunos eventos reconocidos probablemente no se encontrarán—un factor que resalta la necesidad de un criterio

TABLA 3.3. Historia eruptiva del volcán Mount St. Helens, estado de Washington, USA. Compilación según Mullineaux (1986), Crandell (1988), Major & Scott (1988) y Scott (1989). Los símbolos indican la naturaleza de la actividad: d, domo; fl, flujo de lava; t, tefra; fp, flujo piroclástico y/u oleada; el, explosión lateral; ae, avalancha de escombros; lh, lahar; lht, descarga terminal del lahar. La mayoría de etapas y períodos eruptivos estuvieron acompañados de múltiples eventos de los tipos indicados.

Etapa o período eruptivo *(intervalo de no actividad)	Edad aproximada según ^{14}C en años antes de 1950 DC	Unidades de tefra más importantes	Naturaleza de la actividad
Etapa eruptiva de Spirit Lake			
Período eruptivo actual *(Intervalo de no actividad de 123 años)	1980 - 1986 DC	1980	ae,el,t,fp,lht,d
Período eruptivo de Goat Rocks *(Intervalo de no actividad menor a 200 años)	123 - 180[1]	T	t,fl,d,lh
Período eruptivo de Kalama *(Intervalo de no actividad de ~ 650 años)	350 - 500[2]	X, W	t,fp,d,fl,lh
Período eruptivo de Sugar Bowl *(Intervalo de no actividad ~ 600 años)	1.150	sin nombre	d,el,fp,t,lh
Período eruptivo de Castle Creek *(Intervalo aparente de no actividad de ~ 300 años)	1700 - 2200	B	fl,t,fp,lh
Período eruptivo de Pine Creek *(Intervalo aparente de no actividad de 300 años)	2500 - 3000	P	t,d,fp,lh,lht
Período eruptivo de Smith Creek (Probablemente incluye intervalos de no actividad de algunos siglos)	3300 - 4000	Y	t,d,fp,lh,lht
*(Intervalo aparente de no actividad de unos 5000 (?) años)			
Etapa eruptiva de Swift Creek (Probablemente incluyó intervalos de no actividad de por lo menos algunos siglos)	10000 - 13000	J, S	t,d,fp,lh,lht
*(Intervalo aparente de no actividad de ~ 5000 (?) años)			
Etapa eruptiva de Cougar (Probablemente incluyó intervalos de no actividad de por lo menos varios siglos)	18000? - 21000?	K,M	t,d,fl,fp,ae,lh,lht
*(Intervalo aparente de no actividad de 15000(?) años)			
Etapa eruptiva de Ape Canyon	36000? - <500000	C	t,fp,lh,lht

[1]Años antes de 1980, edad basada en el registo histórico y en la determinación de edad por métodos dendrocronológicos.
[2]Años antes de 1980, edad basada en determinación de edad por medio de ^{14}C y dendrocronología.

conservador en los juicios basados en la historia reconstruída.

En base a experiencias pasadas, los mejores lugares para iniciar los estudios estratigráficos son los flancos inferiores de un volcán y las cuchillas topográficas que siguen la dirección del viento desde el volcán; es allí donde se conserva la mayoría de los depósitos fragmentarios. Los depósitos no-consolidados son fácilmente erosionables desde los flancos más pendientes y elevados del cono; además muchos lahares y flujos y oleadas piroclásticos se movilizan tan rápidamente en pendientes fuertes, que únicamente dejan unos depósitos muy delgados. Los depósitos de flujo se concentran en abanicos y en los fondos de los valles, mientras que los depósitos de caída de tefra normalmente se conservan sobre cuchillas anchas. En el caso de volcanes que producen un número significativo de capas

identificables de tefra, muchos geólogos se han beneficiado al establecer primero la secuencia estratigráfica en base a los depósitos de caída de tefra, para luego utilizar las tefras como capas guías para subdividir las secuencias de los depósitos de flujo en los valles (Tabla 3.3).

La extensión de los productos de erupciones pasadas y sus eventos relacionados es necesaria para estimar la magnitud de los eventos pasados y así identificar las áreas que podrían ser afectadas por futuras erupciones. Se utilizan técnicas de mapeo geológico para determinar la extensión de los depósitos de flujo. Para depósitos de lahares y crecientes se debe prestar especial atención a la determinación de los niveles de inundación y a los flujos pico de los eventos (p.e. Scott, 1989). Se debe tener cuidado en la correlación individual de unidades, utilizando la estratrigrafía de las tefras, la similitud de características físicas, varias técnicas para la determinación de la edad, y otras técnicas. Para algunos depósitos, especialmente unidades de tefra, la información sobre el espesor de la capa y el tamaño del grano es muy importante, ya que están estrechamente relacionadas a la severidad de un evento eruptivo.

Los estudios iniciales de un volcán pueden ser de reconocimiento y tener el objetivo de determinar la información general respecto al comportamiento pasado del volcán. Luego puede ser tomada la decisión de proseguir con la determinación detallada del registro geológico dentro de un cierto intervalo de tiempo. Este intervalo de tiempo variará de volcán a volcán, pero el registro debería consistir de por lo menos varios episodios eruptivos con el objeto de obtener un cuadro más amplio sobre el tipo y la frecuencia de los eventos pasados. En general, tanto el esfuerzo requerido como lo incompleto del registro se incrementan al extender el registro hacia atrás en el tiempo.

Origen de los depósitos de erupciones pasadas. La determinación del origen de algunos depósitos volcánicos es uno de los aspectos más difíciles de un estudio de este tipo, puesto que depósitos de apariencia similar pueden haber sido formados en procesos diferentes. Algunas de las características específicas necesarias para determinar el origen de depósitos fragmentarios son: tamaño de grano, litología, sorteo, estratificación, evidencia de calor, expresión topográfica y distribución superficial. Siempre se deberían utilizar varias evidencias.

La identificación de flujos de lava y domos típicamente es menos ambigua que la determinación del origen de muchos depósitos fragmentarios. Sin embargo, en algunos casos los depósitos fragmentarios pueden retener suficiente calor como para llegar a compactarse y hasta soldarse. Podría ser difícil distinguir las rocas resultantes de flujos de lava. Los depósitos de potentes flujos piroclásticos embalsados en valles por lo general quedan soldados, pero variaciones laterales y verticales en el grado de soldadura, la presencia de estructuras de escape de gas y texturas clásticas preservadas localmente han sido utilizadas desde hace mucho tiempo para identificar su origen fragmentario (Smith, 1960; Ross & Smith, 1961). Sin embargo, bajo circunstancias extremas de soldadura, las unidades pueden adquirir muchas características de flujos de lava y ser erróneamente identificadas como tales (Ekren et al., 1984). Algunos depósitos de caída de tefra, especialmente aquellos cercanos a los centros de emisión, también pueden resultar intensamente soldados, pero su disposición periclinal, su estratificación gradada inversa y las características de sus equivalentes distales que no están soldados, ayudan a distinguirlos de flujos piroclásticos soldados y de flujos de lava (Cas & Wright, 1987).

Los eventos que generan depósitos fragmentarios han sido tratados en el CAPITULO 2; las características de estos depósitos y las maneras de reconocerlos se presentan a continuación. Gran parte de la información se ha tomado de libros recientes de Fisher & Schmincke (1984), Cas & Wright (1987), los cuales resumen nuestro conocimiento sobre depósitos volcánicos y asimismo contienen una lista extensa de referencias bibliográficas.

Depósitos de caída de tefra: Los depósitos de caída de tefra típicamente presentan una disposición periclinal, es decir, cubren la superficie preexistente del terreno con una capa de espesor casi uniforme en una zona dada de relieve bajo a moderado. En terreno escarpado, el retrabajamiento durante e inmediatamente después de la depositación puede conducir a cambios pronunciados en el espesor (p.e. Duffield et al., 1979). Depósitos de caída de tefra tienen un sorteo de moderado a bueno comparado con otros tipos de depósitos piroclásticos (Fig. 3.2) y comunmente están estratificados; capas individuales pueden tener un tamaño de grano uniforme y su gradación puede ser normal o inversa. Las capas de grano grueso generalmente tienen soporte de grano con escasa o ninguna matriz. Cambios en la energía de la columna eruptiva, la composición del material emitido, y la dirección y velocidad del viento producen variaciones en las capas sucesivas. Los fragmentos pueden ser juveniles (provenientes de magma nuevo) o accidentales (rocas preexistentes arrancadas de las paredes del conducto eruptivo). Los fragmentos juveniles pueden tener un amplio rango en su tipo, desde cristales libres hasta fragmentos de vidrio denso o poco vesicular, hasta fragmentos muy vesiculados de pómez y escoria. Los fragmentos normalmente son angulares, reflejando fracturación debido a explosiones. Algunas secuencias de depósitos de caída de tefra se ven interrumpidas por depósitos de flujos u oleadas piroclásticos.

Los depósitos volcánicos formados por otros procesos comparten algunas de las características de los depósitos de caída de tefra. Por ejemplo, Walker (1983) enumera varias maneras por medio de las cuales depósitos relativamente bien sorteados y empobrecidos en fragmentos finos se pueden formar a partir de flujos u oleadas piroclásticos. El autor concluye que características de tamaño de grano no son por sí solas un buen criterio para definir el origen (Fig. 3.2). Tiene especial importancia el rastreo lateral de las unidades, ya que la mayoría de los depósitos de buen sorteo formados por procesos diferentes al de caída de tefra tienen una distribución restringida. Por ejemplo, muchos de estos depósitos bien sorteados ubicados dentro de flujos piroclásticos son lentes depositados a sotavento de obstáculos, o son conductos verticales formados por escape de gases.

Una reconstrucción detallada de un depósito de caída de tefra, incluyendo espesor, tamaño de grano, sorteo y distribución de tamaños máximos de fragmentos líticos y de pómez, proporcionan información sobre la dinámica eruptiva, tal como la altura de la columna, la tasa de emisión de masa, y los patrones

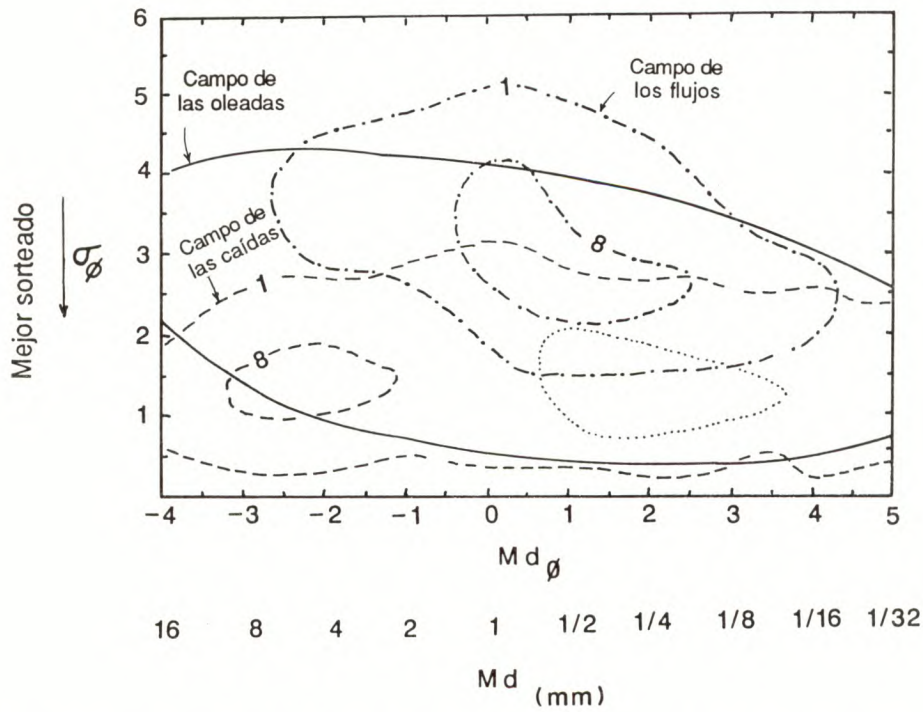


Fig. 3.2. Características granulométricas de depósitos de caídas de tefra, flujos piroclásticos y oleadas piroclásticas. Mdø es el diámetro promedio del grano en unidades de phi, y σø es la desviación éstandar gráfica en unidades de phi, según Inman (1952). Los campos de los depósitos de flujos piroclásticos y de caída de piroclásticos están limitados por las curvas 1 y 8, las cuales incluyen el 99% y el 92% de las muestras, respectivamente. El campo amplio de los depósitos de oleada incluye tanto a las oleadas calientes como a las oleadas basales o frías; el campo interior de las oleadas (curva punteada) incluye tanto depósitos seleccionados de oleadas basales con estratificación cruzada, como depósitos de nube de ceniza (ash cloud). Figura modificada de Fisher & Schmincke (1974, Fig. 5-30).

eólicos (Carey & Sparks, 1986).

Depósitos de corrientes de densidad piroclásticas: Las corrientes de densidad piroclásticas incluyen un amplio rango de fenómenos que forman (1) depósitos de flujo piroclástico, (2) depósitos de oleada piroclástica, y (3) depósitos de explosión (blast) lateralmente dirigida.

(1) Los depósitos de flujo piroclástico se forman a partir de dispersiones sólido-gas altamente concentradas que típicamente prefieren zonas de topografía baja y por lo tanto normalmente se los encuentra a lo largo de los fondos de valles y en depresiones topográficas. Los depósitos son por lo general masivos (sin estratificación) y carecen de sorteo (Fig. 3.2), aunque pueden presentarse algunas zonas estratificadas y mejor sorteadas, tal como se mencionó antes. Algunos depósitos presentan una gradación normal de fragmentos líticos, y una gradación inversa de fragmentos de pómez. Los fragmentos de pómez típicamente se encuentran redondeados por abrasión. La composición dominante de fragmentos en los depósitos de flujo piroclástico varía desde pómez hasta fragmentos líticos juveniles; también se encuentra fragmentos accidentales arrancados de las paredes del conducto eruptivo o recogidos a lo largo del trayecto del flujo. Muchos flujos piroclásticos ricos en pómez se forman a partir del colapso de columnas eruptivas que también producen depósitos de caída de tefra. Explosiones o colapso gravitacional de domos lávicos en pleno crecimiento típicamente generan depósitos de flujo piroclástico constituídos casi totalmente por fragmentos líticos densos.

(2) Los depósitos de oleada piroclástica se forman a partir de dispersiones sólido-gas de baja concentración y por lo tanto son menos controlados por la topografía que los flujos piroclásticos. Los depósitos de una oleada individual normalmente son más delgados que los de flujos piroclásticos. Los depósitos de ambos tipos de oleada piroclástica, caliente y fría o basal, generalmente están bien estratificados, presentan capas unidireccionales y tienden a cubrir la superficie del terreno así como también a embalsarse en áreas bajas. Capas o láminas individuales de oleada pueden presentar un sorteo relativamente bueno (Fig. 3.2), pero el tamaño de grano normalmente varía marcadamente a través de un conjunto entero de capas, y en general los depósitos de oleada tienen un sorteo pobre. Los depósitos de oleada basal típicamente muestran evidencias de que las oleadas fueron húmedas: enchape en superficies de pendiente

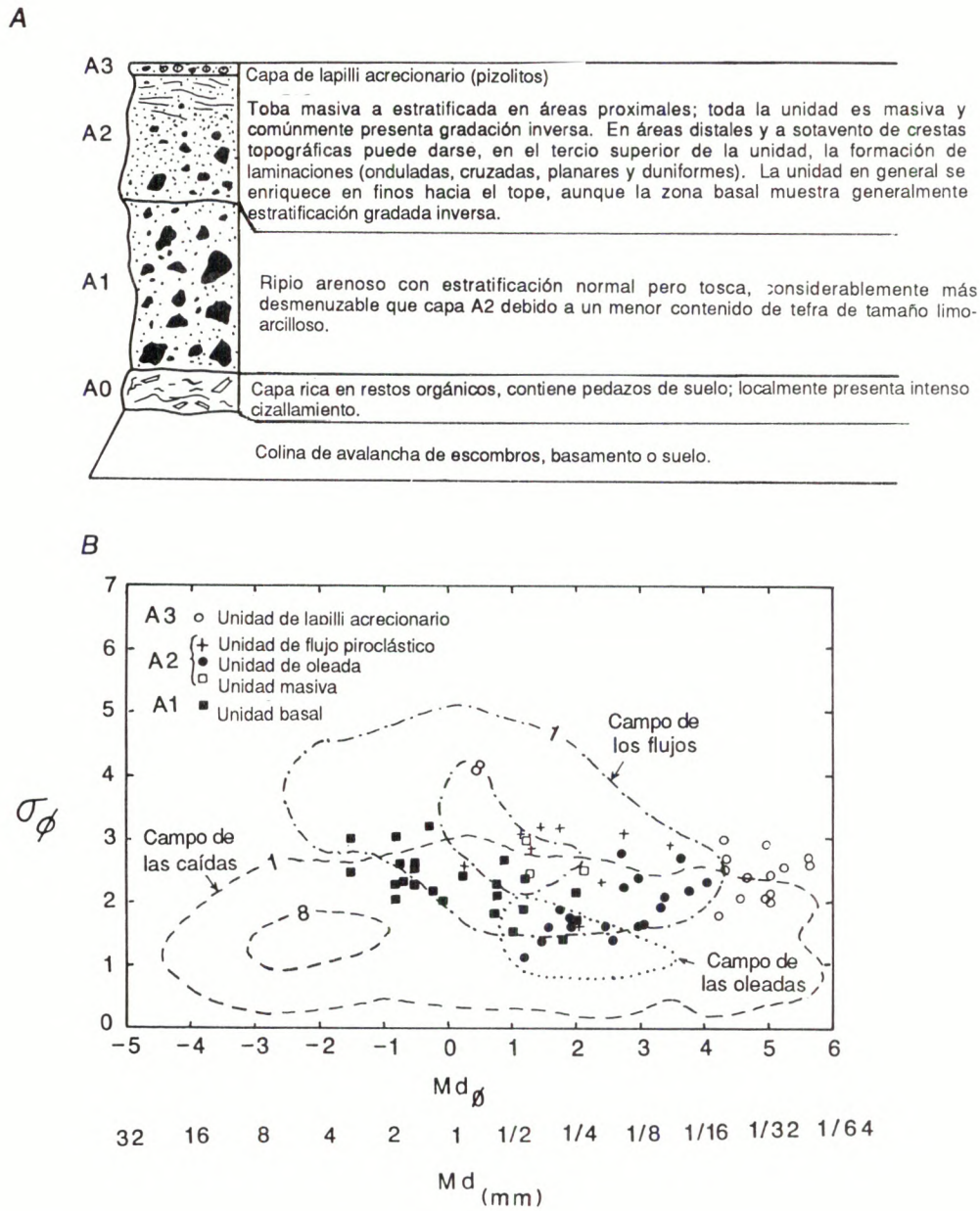


Fig. 3.3. **A.** Perfil estratigráfico del depósito correspondiente a la explosión lateral dirigida del 18 de mayo de 1980 en el volcán Mt. St. Helens, tomado de Fisher et al. (1987; Fig. 4). **B.** Características granulométricas de las unidades que conforman el depósito de la explosión lateral, graficadas en los campos de la Fig. 2 (datos tomados de Hoblitt et al. 1981; Fisher et al. 1987).

fuerte, lapilli acrecionario y deformación sin- y post-deposicional indicadora de condiciones húmedas.

Gráficos de sorteo vs. tamaño medio del grano ayudan a distinguir entre la mayoría de depósitos de flujo y de oleada (Fig. 3.2); sin embargo, hay un traslape en los datos y se requieren otros criterios tales como la estratificación para identificar confiablemente el origen de un depósito.

(3) Los depósitos de grandes explosiones lateralmente dirigidas tienen características tanto de oleadas como de flujos piroclásticos (Hoblitt et al., 1981; Waitt, 1981; Fisher et al., 1987). El depósito del 18 de mayo de 1980 en el Mount St. Helens, el único que ha sido estudiado en detalle, presenta gradación normal en todo el depósito y consiste de varias unidades separadas por contactos gradacionales a localmente bien

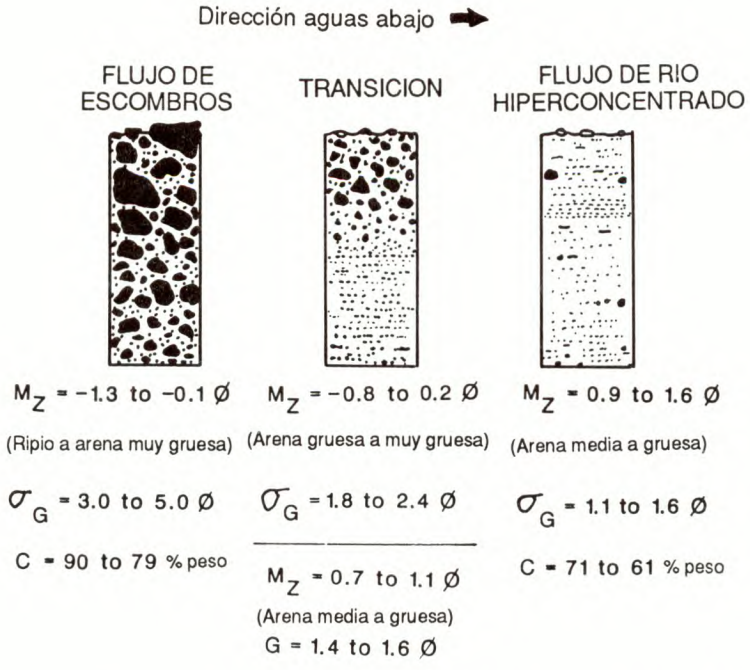


Fig. 3.4. Diagramas esquemáticos que indican la transición aguas abajo a partir de un lahar hasta un flujo hiperconcentrado, y los depósitos resultantes, 19 de marzo de 1982, Mt. St. Helens (de Pierson & Scott, 1985; Fig. 8). M_Z, tamaño promedio de grano en unidades phi; σ_G, desviación estándar (medida de sorteo: mientras menor sea el número, mejor será el sorteo); C, concentración por peso de los sedimentos en el flujo. El cambio de tamaño de las partículas grandes representa la gradación del depósito.

definidos (Fig. 3.3). La unidad basal (capas A1 y A0) es masiva normalmente gradada y consiste de bloques grano-soportados, lapilli y ceniza, así como también de gran cantidad de trozos de madera y suelo, carbonizados y no carbonizados. La unidad suprayacente (capa A2) está constituída en general por ceniza gruesa a fina, y localmente presenta dunas y estratificación cruzada tipo "sand-wave". Dentro de la capa A2 se pueden apreciar depósitos de flujos piroclásticos a lo largo de algunos valles y se cree que representan la removilización de las dos unidades inferiores ubicadas en pendientes fuertes hacia bajos topográficos. La secuencia está cubierta por un depósito de caída de tefra de grano fino (capa A3), el cual localmente contiene lapilli acrecionario. El depósito por lo general se adelgaza y se enriquece en fragmentos finos conforme se aleja de la fuente, y cubre un área mayor a los 500 km^2; las unidades inferiores tienden a engrosar en las depresiones topográficas y a adelgazar en las crestas de las cuchillas.

Al momento existe una controversia respecto a que si el evento del Mount St. Helens debe clasificarse como una oleada piroclástica o un flujo piroclástico (Walker, 1983, 1984; Walker & McBroome, 1983; Walker & Morgan, 1984; Hoblitt & Miller, 1984; Waitt, 1984; Fisher et al., 1987). En relación a los estudios de peligro o peligrosidad es relevante el espesor relativamente pequeño del depósito del St. Helens, así como también aquel de otros depósitos formados por otras corrientes de densidad piroclásticas de alta energía y largo alcance. Tales depósitos, a pesar de representar eventos catastróficos, podrían haber sido erosionados, pasados por alto o mal interpretados en estudios sobre la historia eruptiva de volcanes (Walker, 1983).

La evidencia sobre la temperatura de emplazamiento de un depósito es un factor importante que ayuda a determinar su origen, ya que varios depósitos no-estratificados, pobremente sorteados y ricos en líticos se forman en áreas volcánicas tanto por medio de procesos volcánicos (flujos piroclásticos líticos y lahares) como de procesos no-volcánicos (flujos de escombros, avalanchas de escombros, glaciares). Evidencias de altas temperaturas de emplazamiento constituyen la presencia de un depósito soldado, diaclasamiento prismático o bombas con corteza de pan, madera carbonizada, zonas rojizas hacia el tope de los depósitos, alteración fumarólica y canales verticales de escape de gases. Estudios sobre magnetización termoremanente (MTR) también puede proporcionar evidencias sobre el emplazamiento de fragmentos sobre o debajo de su temperatura Curie (Aramaki & Akimoto,1957; Mullineaux & Crandell, 1962). Magnetómetros portátiles tipo "fluxgate" pueden ser utilizados en el campo para determinar la dirección de MTR en los fragmentos, la cual debería ser la misma para todos los fragmentos de un depósito dado emplazados sobre sus temperaturas Curie. Estudios paleomagnéticos más sofisticados pueden proporcionar un estimado de la temperatura de emplazamiento (Hoblitt & Kellog, 1979; Kent et al., 1981).

Depósitos de lahar: Los lahares se caracterizan por ser mezclas de sedimentos de grano grueso y pobremente sorteadas con un rango en el tamaño de grano desde arcilla hasta grandes bloques, donde una matriz de grano fino soporta a los fragmentos más gruesos (Fig. 3.4; Crandell, 1971; Costa, 1984; Scott, 1988). Los lahares comparten muchas características con otros depósitos volcánicos y no volcánicos. Algunas de las características pueden llevar a un diagnóstico; sin embargo, a veces es imposible distinguir con certeza lahares de otros depósitos, especialmente de flujos piroclásticos ricos en líticos. Algunos lahares presentan una gradación normal, especialmente en sus partes superiores, otros no presentan gradación o ésta es inversa. Algunos lahares tienen una capa basal de arena o grava fina pobremente estratificada, de la cual han sido excluídos los fragmentos más gruesos, posiblemente debido a intenso cizallamiento. Comúnmente se encuentran vesículas en la matriz de los lahares, las cuales probablemente se formaron por burbujas de aire atrapado. Los lahares son notablemente no-erosivos en gradientes moderadas y de bajo grado, tal como se evidencia por la presencia imperturbada de materiales fácilmente erosionables tales como ceniza, arena o materia orgánica debajo de muchos lahares. Los lahares forman rellenos de tope plano en los valles pero en pendientes más empinadas solamente forman enchapes delgados y discontínuos. Una combinación de varios de estos rasgos proporciona evidencias fuertes de que el depósito es un lahar. Adicionalmente, evidencias sobre la temperatura de emplazamiento puede proveer pistas útiles para determinar el origen del depósito. Por ejemplo, madera no carbonizada y la ausencia de una dirección preferencial en el MTR pueden ser consistentes con un origen lahárico. Sin embargo, madera carbonizada y grandes bloques con dirección MTR preferencial no excluirían un origen lahárico. Flujos piroclásticos líticos pueden transformarse en lahares calientes, los cuales heredan trozos de carbón y grandes bloques capaces de mantener temperaturas altas. La combinación de bloques orientados y no-orientados magnéticamente, y madera que únicamente está carbonizada allí donde está en contacto con grandes bloques, sugiere un lahar caliente.

Depósitos de descarga terminal de un lahar: Las observaciones efectuadas en lahares y descargas terminales de lahares en el Mount. St. Helens (Pierson & Scott, 1985), e investigaciones en depósitos de relleno de cuenca derivados de arcos terciarios (Smith, 1986), han destacado el significado de los depósitos de flujos hiperconcentrados. Una concentración de sedimentos en el rango de 40-80% en peso es típica en tales flujos (Beverage & Culbertson, 1964). Un lahar se transforma en un flujo hiperconcentrado a medida que pierde sedimentos (un flujo de descarga terminal de lahar; Fig. 3.4.); un flujo de crecida se transforma en un flujo hiperconcentrado con la incorporación de sedimentos. Los depósitos hiperconcentrados presentan características que sugieren una depositación muy rápida grano por grano a partir de suspensión y tracción, en lugar de una depositación en masa como ocurre en los lahares. Depósitos de grano grueso de flujos hiperconcentrados tienen un sorteo pobre, pero pueden ser grano-soportados y comúnmente tienen gradación normal. Los depósitos arenosos están dominados por una estratificación horizontal, definida por alternancias en sorteo y tamaño del grano. Los depósitos de flujos hiperconcentrados se distinguen de los depósitos normales de crecidas por la ausencia de estratificación cruzada y otras evidencias de flujo turbulento.

Depósitos de crecidas: Las evidencias erosionales y deposicionales de crecidas generadas por procesos volcánicos son similares a aquellas producidas por eventos inducidos por factores meteorológicos. El libro recientemente publicado de Baker et al., (1988) sobre la geomorfología de crecidas contiene varios y excelentes artículos que sintetizan estos tópicos. Para que una crecida deje evidencias erosivas de su paso, el umbral de resistencia de los materiales del fondo del cauce y de las terrazas laterales debe ser sobrepasado por la energía generada durante el flujo de crecida (Baker, 1988). De esta manera, la evidencia erosional puede ser extremadamente irregular en su distribución y grado de desarrollo. Los efectos típicos en canales aluviales son el restregamiento de la vegetación, la erosión en las orillas, y la formación de canaletas que cortan a través de las curvas del río. Los efectos sobre canales de paredes verticales y rocosas pueden ser menos pronunciados, pero incluyen la abrasión y el arrancar bloques de roca, la formación de canales interiores angostos y rasgos de menor escala tales como pulir y estriar las paredes del cañón.

Es más factible que se preserven las evidencias deposicionales dentro de un contexto estratigráfico, el cual será de utilidad para determinar la edad y la magnitud de un evento de crecida. Barras de grava y grandes ondulaciones son depósitos conspícuos de numerosas crecidas, pero depósitos de grano fino de aguas estancadas preservados en remansos y en los cursos inferiores de ríos tributarios proporcionan información valiosa sobre el tamaño de los flujos de crecida (Baker & Kochel, 1988; Kochel & Baker, 1988). Tales depósitos también son buenos candidatos para preservar materiales aptos para la determinación de edades absolutas. Las llanuras de inundación también contienen registros deposicionales de importancia para comprender la historia de la crecida (Brakenridge, 1988).

Depósitos de avalanchas de escombros volcánicos: Depósitos de avalanchas de escombros están constituídos por fragmentos de roca fracturados en un amplio rango de tamaños, provenientes del volcán fuente. Buenas descripciones de depósitos de avalanchas de escombros se encuentran en Voight et al., (1981, 1983), Ui (1983), Ui et al., (1986), Siebert (1984), Crandell et al., (1984), Crandell (1989), y Schuster & Crandell (1984). La mayoría de las grandes avalanchas de escombros comienzan como deslizamientos de grandes segmentos de un edificio, que luego se subdividen y se transforman en flujos fragmentarios de megabloques. Por lo tanto, la mayoría de los depósitos de avalancha de escombros se caracterizan por presentar superficies con colinas, donde comúnmente se encuentran los bloques grandes en sitios proximales y las colinas más pequeñas en sitios distales. Sin embargo, un depósito de avalancha de escombros del Volcán Lastarria, Chile, que provino principalmente de depósitos de tefra no consolidados, solamente presenta un relieve apenas corrugado y con unas pocas pequeñas colinas (Naranjo & Francis, 1987). Muchos depósitos de avalancha de escombros se caracterizan por presentar bordes de encauzamiento, cuchillas transversales y longitudinales, y escarpados márgenes lobulados.

Tabla 3.4. Técnicas utilizadas, o de uso potencial, en la determinación de la edad de eventos volcánicos más jóvenes que 25.000 años. Modificado de Pierce (1986). Los métodos indicados con asterisco (*) son ampliamente aplicables.

Métodos Numéricos		Métodos para la Determinación Relativa de la Edad		Métodos Correlativos
Anuales	Radiométricos y Radiológicos	Procesos Sencillos	Procesos Complejos	
Registros históricos*	Carbono 14*	Hidratación de obsidiana	Desarrollo de suelos*	Estratigrafía*
Dendrocronología*	Termoluminiscencia y resonancia del espín del electrón	Estudio de los líquenes	Meteorización de rocas y minerales*	Tefroestratigrafía*
Varvas	Series del Uranio	Método de amino-ácidos	Modificación progresiva de la topografía*	Paleomagnetismo
	Potasio-Argón			Fósiles y artefactos
	Argón-Argón		Tasa de depositación	
	Trazas de fisión			
	Isótopos cosmogénicos diferentes al C-14			

Por lo general las avalanchas de escombros contienen partes saturadas de un volcán o incorporan agua o sedimentos saturados durante el transporte; por lo tanto, algunos depósitos de avalancha de escombros contienen facies de matriz tipo lahar inyectadas en las fracturas de los bloques y entre los bloques. Si existe una suficiente cantidad de agua, porciones de una avalancha pueden transformarse directamente en lahares o pueden generar lahares por desagüe después de haber llegado al reposo. Tales lahares tienen la capacidad de transportar bloques del material de la avalancha de escombros, los mismos que pueden preservarse como fragmentos dentro del lahar o como montículos que se proyectan sobre la superficie (Crandell, 1971; Scott, 1988, 1989).

El movimiento relacionado al deslizamiento o a la caída de rocas inicial, al transporte de la avalancha y a la extensión lateral del depósito, produce la apertura de numerosas fracturas, pero la falta de turbulencia inhibe el proceso de mezcla. Por lo tanto, los escombros generalmente presentan fracturas en forma de rompecabezas, en las cuales los fragmentos pueden ser visualmente reubicados a lo largo de las fracturas. El movimiento también causa abrasión y trituración de los fragmentos, lo cual da origen a una matriz de composición similar.

Una avalancha de escombros iniciada por el colapso de un gran sector de un volcán, lleva a la formación de una caldera de avalancha en forma de herradura, con un diámetro de varios kilómetros y con una apertura amplia que apunta en la direccón del movimiento de la avalancha (Siebert, 1984). Movimientos en masa de volúmenes menores forman depresiones someras en flancos y paredes escarpadas. Los glaciares y otros agentes erosivos y explosiones volcánicas también pueden formar depresiones en forma de herradura en volcanes, las cuales pueden ser mal interpretadas como cicatrices de avalanchas de escombros. Además, la actividad post avalancha de construcción de cono o domo puede rellenar depresiones y cubrir las cicatrices.

La determinación de la edad de los depósitos volcánicos. Para estimar la frecuencia de erupciones pasadas, la edad del registro estratigráfico de la actividad eruptiva y de la actividad relacionada necesita ser determinada con exactitud. Una variedad de métodos están a la disposición, y sus usos y limitaciones han sido revisados en varias publicaciones recientes (Goudie, 1981; Grootes, 1983; Mahaney, 1984; Bradley, 1985; Pierce, 1986; Easterbrook, 1988), las mismas que han sido utilizadas en este resumen.

La siguiente discusión se limita a las técnicas de determinación de edades (o de datación) utilizadas en terrenos volcánicos (Tabla 3.4). Algunas de las técnicas presentadas en la Tabla 3.4 han sido ampliamente utilizadas; las demás son predominantemente experimentales, pero parecen prometedoras. Las técnicas para la determinación de la edad caen en varias categorías (Pierce, 1986). Los métodos numéricos se basan en procesos que no requieren calibración y dan como resultado estimados cuantitativos de la edad. Los métodos relativos proporcionan información sobre la magnitud de las diferencias de edad entre los depósitos. Algunos métodos relativos pueden ser calibrados

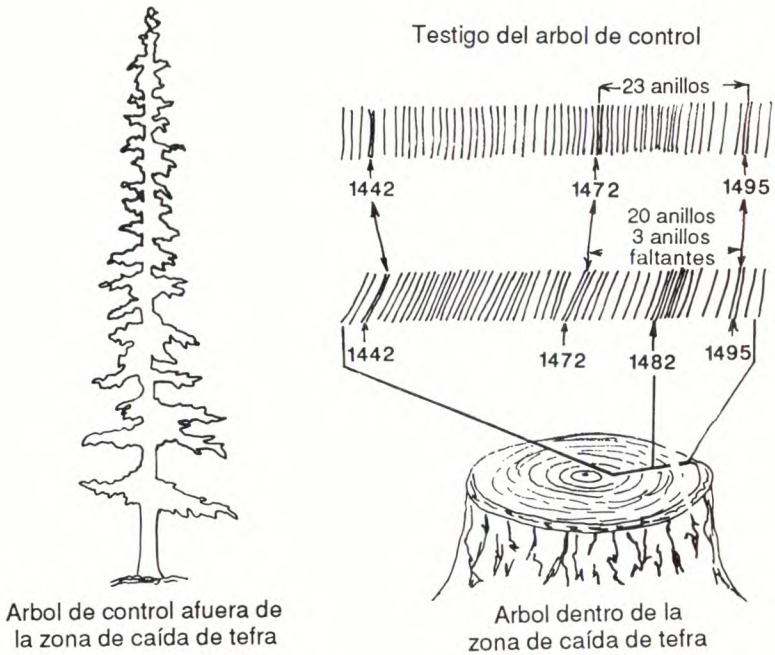


Fig. 3.5. Este diagrama explica el principio de datación cruzada e identificación de anillos faltantes en árboles afectados por una erupción (según Brantley et al. 1986). El árbol de control tiene 23 anillos para igual número de años entre 1472 (todas las edades se refieren a DC) y 1495; los anillos se caracterizan en esta zona por ser anómalamente delgados debido a condiciones climáticas muy severas. El árbol en la zona de caída de tefra solamente tiene 20 anillos en el respectivo intervalo. La serie de anillos faltantes en el árbol afectado comenzando con el anillo correspondiente al año 1482 fue causada por la caída de tefra del año 1482. Debido a los anillos faltantes, una determinación de la edad basada únicamente en la cuenta regresiva hacia el primer anillo de las series de anillos delgados en el árbol afectado daría una edad 3 años más joven. En muchos casos, se deben utilizar sofisticadas técnicas estadísticas para desarrollar y comparar las series temporales correspondientes a las variaciones en el grosor de los anillos.

utilizando métodos numéricos y a su vez pueden ser utilizados para estimar edades numéricas. Los métodos de correlación se basan en reconocer que un rasgo dado se correlaciona con un rasgo o evento de edad conocida.

Métodos numéricos para la determinación de la edad: varios métodos numéricos proporcionan las determinaciones de edad más exactas disponibles; a continuación se presentan brevemente los métodos más comunmente utilizados.

Registros históricos: como se discutió previamente, los registros históricos son valiosos, pero no siempre están a disposición, o son incompletos, cortos,o inexactos.

Dendrocronología (Fritts, 1976) es útil en zonas donde los árboles desarrollan anillos de crecimiento y pueden proporcionar con exactitud (± 1 año) la edad de eventos volcánicos (Brantley et al., 1986). Se han determinado las edades de caídas de tefra (Yamaguchi, 1983, 1985), de lahares (Cameron & Pringle, 1987), y de flujos de escombros inducidos climáticamente en volcanes (Ostercamp & Hupp, 1987), al realizar el conteo del número de anillos de crecimiento posteriores a la ocurrencia del impacto del evento volcánico sobre el árbol. El método más exacto de datación emplea técnicas de control cruzado, en las cuales una serie de variaciones en el grosor del anillo del árbol afectado es comparado con una serie de control obtenida de árboles cercanos que no han sido afectados (Yamaguchi, 1985; Fig. 3.5). El control cruzado (emparejamiento) de estas series permite evitar errores por anillos faltantes en los árboles afectados por los daños. Esta técnica de control cruzado también puede ser utilizada para determinar el tiempo que ha transcurrido desde la muerte de árboles secos en pie o trozos de árbol (hasta carbonizados) presentes en depósitos volcánicos, siempre y cuando exista un registro de control suficientemente largo tomado de árboles vivientes. Un registro de control también puede ser extendido más allá de la edad de los árboles vivientes utilizando técnicas de datación cruzada en árboles encontrados en depósitos progresivamente más antiguos; estos registros pueden después ser utilizados para determinar la edad de depósitos de miles de años de antigüedad.

Edades mínimas determinadas por los anillos de los árboles se obtienen al establecer la edad del árbol más antiguo que crece sobre el depósito. El tiempo necesario para que los árboles comiencen a crecer sobre un depósito depende de la distancia a la fuente de semillas, y de las condiciones de crecimiento. Otras

incertidumbres de este método de edad mínima son el encontrar el árbol más antiguo y el adquirir la destreza de tomar muestras de la parte central de grandes árboles. El rango útil del método está limitado por la expectativa de vida de los tipos de árboles locales.

Las varvas, es decir los sedimentos lacustres anuales laminados, no han sido utilizadas ampliamente para determinar la edad de los eventos volcánicos, pero podrían ser de utilidad en áreas con glaciares y lagunas, y en áreas que producen varvas biológicas o geoquímicas. La tasa de suministro de polen en sedimentos lacustres ha sido utilizada para determinar la duración y la época del año en que ocurrieron caídas de tefra, así como también el intervalo de tiempo entre caídas sucesivas de tefra (Mehringer et al., 1977; Blinman et al., 1979; Mehringer, 1985).

La determinación de la edad con carbono radioactivo es una técnica especialmente útil para determinar la edad de depósitos volcánicos en un rango de edad de gran interés para la gran mayoría de evaluaciones de peligros volcánicos - los últimos 10.000 años - y ha sido utilizada más que cualquier otra técnica. Flujos de lava (Lockwood & Lipman, 1980) y muchos tipos de depósitos volcánicos fragmentarios son lo suficientemente calientes como para convertir la madera y otros materiales orgánicos en carbón vegetal y otras formas de carbón que son capaces de conservarse por largo tiempo. Depósitos de lahares, crecidas y de tefra también pueden contener o sobreyacer material orgánico apropiado para la determinación de la edad. Por lo general se necesitan diez o más gramos de muestra para un análisis tradicional de carbono radioactivo; sin embargo, técnicas desarrolladas últimamente y que utilizan un acelerador de espectrometría de masa (AEM), son capaces de determinar la edad en miligramos de muestra (Grootes, 1983). El escaso material orgánico presente en fragmentos expuestos en ambientes desérticos también ha sido utilizado para la determinación de la edad por medio de AEM (Dorn et al., 1986) y representa una nueva técnica a ser utilizada en depósitos volcánicos en regiones áridas.

Muchos factores influencian la utilidad del método de determinación de la edad por medio de carbono radioactivo. El contexto estratigráfico de la muestra tiene especial importancia. Las muestras que subyacen o sobreyacen un depósito solamente suministran edades máximas o mínimas, respectivamente. Hasta se da el caso que material orgánico recogido de un depósito tenga decenas o centenas de años más que el mismo depósito; esto es especialmente aplicable a madera del centro de árboles centenarios. Los materiales que suministran las edades menos ambiguas incluyen ramitas, hojas, agujas, conos o semillas. En segundo lugar, el material puede llevar a resultados erróneos sobre la edad si las muestras están contaminadas con carbono que tiene un contenido diferente de carbono radioactivo (Fig. 3.6). Esto puede suceder ya sea mientras la muestra está in situ, o durante o después de la toma de la misma. Independientemente de la edad de la muestra, la contaminación con carbono que no contiene carbono radioactivo produce un incremento de 80 años en la edad por cada porciento de contaminación. Un problema potencial todavía mayor es la contaminación con carbono que tiene un mayor contenido de carbono radioactivo que el de la muestra, obteniéndose de esta manera edades demasiado

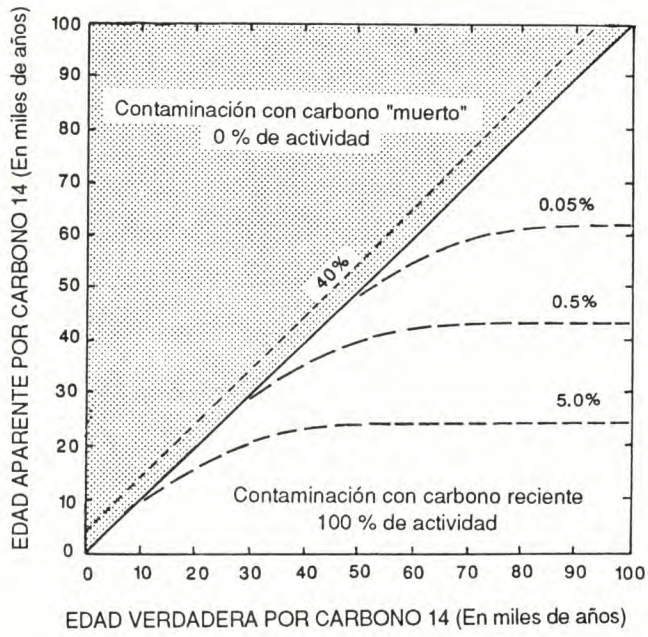


Fig. 3.6. Efectos desiguales de contaminación de muestras para determinación de edades basadas en el método del Carbono 14, con cantidades variables de carbón reciente y "muerto" (ausencia de carbono 14), según Grootes, 1983, y Pierce, 1986). Para el caso de contaminación con carbono "muerto" (área sombreada), el efecto es una relación simple tal como se nota en la línea para una contaminación del 40%. Sin embargo, para el caso de contaminación con carbono reciente, el efecto no es lineal y las edades más antiguas se ven más afectadas que las más jóvenes.

jóvenes. Esto es especialmente cierto para muestras que tienen una edad mayor a algunas decenas de miles de años, en los cuales la contaminación con carbono moderno en un equivalente al uno por ciento puede afectar las edades en miles a decenas de miles de años.

Las variaciones naturales en el contenido de carbono radioactivo en la atmósfera crean una incertidumbre adicional en la interpretación de algunas edades obtenidas con carbono radioactivo. La Fig. 3.7A representa la relación general entre años de carbono radioactivo y los años siderales o calendario, para los últimos 12.000 años. Se nota que para los últimos 3.000 años solamente unos pocos siglos separan el tiempo del carbono radioactivo de los años calendario, mientras que para tiempos anteriores, las edades del carbono radioactivo subestiman los años calendario en hasta 1.000 años. La Fig. 3.7B representa la relación detallada entre los años del carbono radioactivo y los años calendario para los últimos 1000 años. Una publicación especial de la revista *Radiocarbon* (Stuiver & Kra, 1986) contiene reportes que muestran cómo calibrar las edades de carbono radioactivo para varios intervalos de tiempo durante los últimos 13.300 años de carbono radioactivo. Las

correcciones para edades mayores a los 13.300 años todavía no han sido determinadas.

La determinación de edades por medio de los métodos potasio-argón y 40 argón/39 argón se aplica ampliamente a depósitos volcánicos pero generalmente no proporciona edades confiables para materiales de interés en estudios de los peligros volcánicos (típicamente menores en edad a algunas decenas de miles de años). Una excepción la constituyen algunas fases ricas en potasio, tales como la sanidina, pero en el mejor de los casos la incertidumbre analítica en la determinación de la edad oscila entre 10-75%. De igual manera, *la determinación de la edad por el método de trazas de fisión* es de uso muy limitado en depósitos volcánicos jóvenes.

La determinación de la edad por el método de las series del Uranio ha sido aplicada ampliamente a materiales carbónicos de edad cuaternaria; la determinación de la edad de rocas volcánicas ha sido mucho más problemática y ha estado sujeta a debates considerables (Condomines, 1978; Capaldi & Pece, 1981; Ivanovich & Harmon, 1982; Hemond & Condomines, 1985; Capaldi et al., 1985). Algunas edades están en concordancia con aquellas obtenidas por otros métodos, pero otras no lo están. La falta de un comportamiento en sistema cerrado del Uranio y del Torio en procesos magmáticos y postmagmáticos es, al parecer, el causante de la inconsistencia de los datos.

Los métodos de determinación de la edad por termoluminescencia (TL) y resonancia del espín del electrón (REE) se basan en medir la dosis de radiación que una muestra o especímen ha recibido desde la ocurrencia de un cierto evento, tal como transporte, cristalización, exposición a la luz del sol, calentamiento o fallamiento. El método de TL es una técnica bien establecida para el uso en sedimentos de grano fino, especialmente en el loess (Wintle & Huntley, 1982). Sin embargo, no ha tenido tanto éxito en la determinación de la edad de capas de tefra debido a los problemas de estabilidad de la señal de TL en feldespatos de alta temperatura, y al efecto dañino de la hidratación del vidrio sobre la señal TL (Berger, 1985, 1988). La técnica parece prometedora, especialmente en los casos donde los depósitos volcánicos están interestratificados con loess u otros depósitos de grano fino cuya edad puede ser determinada (Berger, 1987). El método de TL también ha sido utilizado con resultados dispares en la determinación de la edad de flujos de lava en Italia (Hwang, 1971) y Hawaii (May, 1979). Se obtienen resultados más confiables al determinar simultáneamente la edad tanto de los flujos de lava como de los depósitos circundantes, tales como sedimentos "cocinados" ubicados debajo del flujo de lava (Gillot et al., 1979).

El método REE para la determinación de la edad se está desarrollando rápidamente, pero ha sido utilizado escasamente para material volcánico joven (p.e., Imai et al., 1985).

Varios *isótopos generados en el cosmos* que se acumulan con el tiempo en suelos y sedimentos ocurren en bajas cantidades, pero pueden ser detectados por la espectroscopía de aceleración de masa. Estos isótopos están siendo investigados como métodos para la determinación de la edad, y podrían ser muy útiles en el futuro.

Métodos para la determinación de la edad relativa. Los métodos para la determinación de la edad relativa se basan en procesos físicos, biológicos o químicos cuyas tasas son controladas por condicionantes tales como el clima, la composición química y los efectos de ciertas especies. Estos métodos determinan las diferencias de edad relativa entre los depósitos y, cuando han sido calibrados con ciertas técnicas numéricas, también proporcionan un estimado numérico de la edad.

La determinación de la edad por hidratación de la obsidiana está basada en la hidratación de la obsidiana a lo largo de fracturas y superficies, la cual es función de la composición química y de la temperatura (Friedman & Obradovich, 1981). El método puede ser utilizado para flujos de lava de obsidiana, domos y fragmentos de obsidiana en caídas de tefra y depósitos

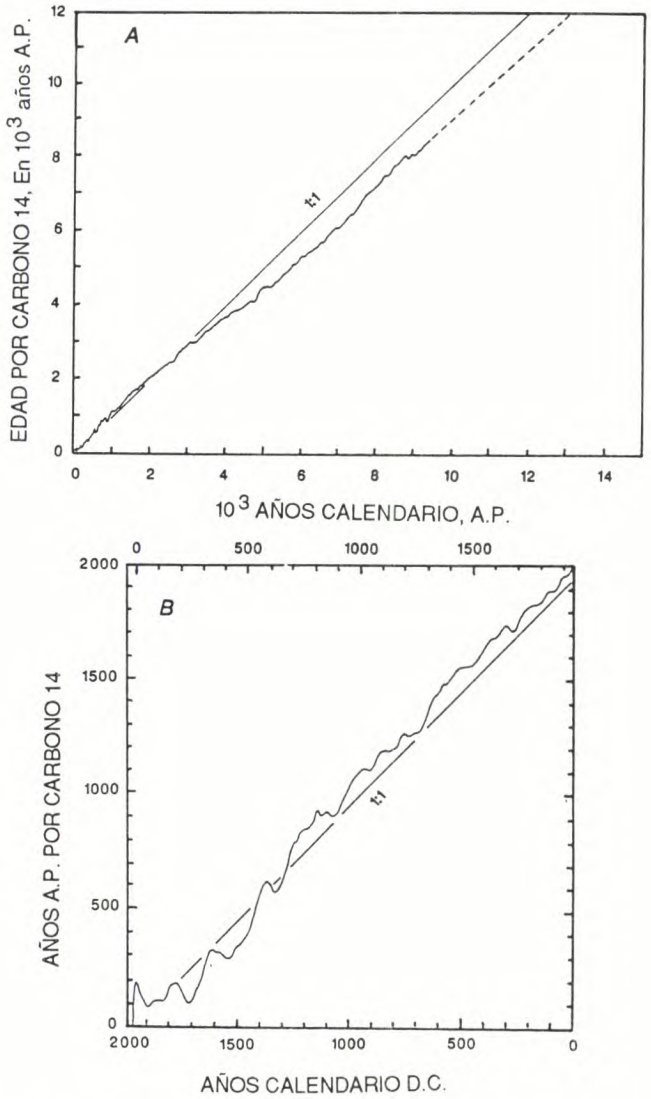


Fig. 3.7. Relación entre años Carbono 14 y años calendario, o siderales. **A.** Curva generalizada para los últimos 12.000 años, elaborada en base a datos de varias publicaciones en Stuiver & Kra (1986). **B.** Detalle de la curva de calibración para la parte DC (después de la muerte de Cristo) en la escala del tiempo (tomado de Stuiver & Pearson, 1986).

de flujos piroclásticos, lahares, aluviales y till. Una fuente importante de incertidumbre en la obtención de edades numéricas calibradas es la historia de las temperaturas de la muestra; sin embargo, este problema es menos importante para muestras holocénicas, las mismas que no han estado sujetas a grandes cambios climáticos desde su depositación.

La liquenometría se basa en la tasa de crecimiento de ciertas especies de líquenes sobre bloques de roca o partes expuestas de basamento en terrenos árticos o alpinos (Locke et al., 1979). Las curvas de crecimiento deben ser elaboradas para cada región y para cada especie de interés, midiendo el diámetro de cada especímen que habita sobra un basamento de edad conocida. La edad de senectud de varios líquenes limita la utilidad de esta técnica a los últimos miles de años o menos. También es significativa la incertidumbre en la evaluación de los factores que gobiernan la supervivencia y el crecimiento de los líquenes. A pesar de sus limitaciones y de su escasa utilización hasta la fecha, la liquenometría podría ser de utilidad en algunos estudios de peligrosidad volcánica.

Algunas técnicas de meteorización se utilizan ampliamente como métodos para determinar la edad, e incluyen el grado de desarrollo del suelo y el grado de conservación de aristas en granos de cristales en los suelos (Birkeland, 1984), el espesor de las costras de meteorización en clastos volcánicos ubicados en horizontes B de suelo (Colman & Pierce, 1981; Colman, 1981), y las razones catiónicas en el "barniz del desierto" encontrado sobre piedras superficiales (Dorn, 1983). Estas técnicas permiten obtener datos estimados del tiempo reflejado en la presencia de capas meteorizadas dentro de una secuencia de depósitos volcánicos. Las dos últimas exigen calibración; sin embargo, numerosos factores ambientales tienden a afectar las tasas de meteorización y conllevan a un alto nivel de incertidumbre.

Otros métodos relativos están basados en *el grado de modificación de la topografía* a causa de procesos erosivos. Wood (1980) estudió la degradación progresiva de conos de escoria. Se han obtenido avances significativos en el entendimiento de las razones y de los factores que controlan la modificación de escarpes producidos por fallas, procesos en líneas costeras y corrientes en depósitos no consolidados (Nash, 1986; Keller, 1986); en algunos casos existen modelos calibrados que proporcionan estimados numéricos de la edad.

Métodos correlativos. La correlación de un evento o rasgo con otro de edad conocida puede proporcionar un control de edad preciso y confiable. El seguimiento de capas u otras formas de correlación estratigráfica física se utiliza en casi todos los estudios de historias eruptivas. Muchas otras técnicas son de inestimable valor en correlaciones locales y regionales.

La tefracronología se utiliza ampliamente en la estratigrafía volcánica, ya que las capas de tefra pueden ser usadas para determinar equivalencia cronológica de estratos a distancias pequeñas o grandes (Thorarinsson, 1981). El reconocimiento de capas específicas requiere de información petroquímica (Sarna-Wojcicki et al., 1983), pero en los alrededores de un centro volcánico dado, que muestra diversidad en sus productos, se puede a menudo realizar una identificación confiable utilizando técnicas petrográficas relativamente baratas (Mullineaux, 1986).

El paleomagnetismo proporciona varios tipos de control de la edad para depósitos volcánicos y sedimentarios relacionados, pero uno de alto significado para los estudios de peligros volcánicos se basa en las *variaciones seculares del campo magnético terrestre.* Los granos de minerales magnéticos en flujos de lava (Champion, 1980) y en clastos de depósitos de flujos piroclásticos (Hoblitt et al., 1985) registran la dirección del campo magnético al enfriarse por debajo del punto Curie luego de su depositación. Variaciones seculares tanto en la dirección del campo como en la intensidad del mismo han ocurrido durante tiempos pleistocénicos y holocénicos, lo cual ha quedado registrado en sedimentos lacustres (Bamerjee, 1983; Verosub, 1988). Sin embargo, dado que estas variaciones ocurren con una periodicidad en el orden de cientos a miles de años, el campo magnético puede haber tenido la misma dirección en varias oportunidades durante los últimos 10.000 - 20.000 años. Por lo tanto, no se puede determinar la edad de un depósito solamente en base a la dirección de su campo paleomagnético. A pesar de que las técnicas paleomagnéticas de variación secular usualmente no pueden proporcionar edades confiables, las direcciones de campo pueden constituir una característica importante para correlacionar unidades. Por ejemplo, unidades con diferente dirección de campo no pueden tener la misma edad, unidades sucesivas con la misma dirección seguramente tienen edades muy cercanas entre sí, dos secuencias de unidades que tienen la misma sucesión de direcciones probablemente son correlativas, etc.

Fósiles y artefactos han tenido un uso limitado en la determinación de la edad de depósitos volcánicos jóvenes. Se ha utilizado polen en estudios de caídas de tefra. Cambios en la vegetación inducidos climáticamente durante los últimos 10.000 - 20.000 años han alterado los tipos y la cantidad de polen acumulado en un área dada, y de esta manera porporciona una base para determinar la edad de depósitos volcánicos intercalados con sedimentos que contienen polen. Este método no ha sido utilizado ampliamente, pero está siendo desarrollado y utilizado en los Andes colombianos (Salomons, 1986). También pueden proporcionar información sobre la edad los artefactos asociados a depósitos volcánicos.

Evaluación de los Peligros Volcánicos en Base a la Historia Eruptiva

Una de las mayores metas en la evaluación a largo plazo de los peligros volcánicos es la de proporcionar información que pueda ser incorporada en la toma de decisiones sobre la utilización futura del terreno, ya que, una vez establecidos, los patrones de utilización del terreno son difíciles de cambiar (Crandell & Mullineaux, 1975; Crandell et al., 1979, 1984). Teniendo una evaluación a disposición, la ubicación y diseños de los sistemas de transporte, de las instalaciones críticas y de las grandes obras de ingeniería pueden ser seleccionadas en base a un entendimiento realista de los peligros volcánicos potenciales, y las áreas de alto riesgo pueden ser evitadas. En muchos lugares, especialmente en áreas volcánicas en latitudes bajas, gran cantidad de población e importantes instalaciones están ya localizadas en áreas de peligrosidad volcánica; sin embargo, las

TABLA 3.5. Listado de los estudios de evaluación de los peligros volcánicos y de los mapas de zonificación respectivos. **o**, estado preliminar de los estudios o mapa sin base topográfica detallada (muchos mapas son sólo esquemas en informes técnicos); **x**, existe un mapa sobre una base topográfica detallada.

País o Región	Volcán o área volcánica	Mapa de zonificación de los peligros volcánicos	Referencias
Italia	Campi Flegrei	o	Rosi and Santacroce (1984)
	Vesuvio	o	Barberi et al. (1983)
	Etna	o	Guest and Murray (1979)
Nueva Zelandia	Mount Egmont	x	Neall (1982)
	Ruapehu	o	Houghton et al. (1987)
	Area volcánica de Auckland	o	Searle (1964)
			Cassidy et al. (1986)
	Isla del Norte		Dibble et al. (1985)
Papua-Nueva Guinea	Caldera del Rabaul	o	McKee et al. (1985)
	Karkar	o	Lowenstein (1982)
	Uluwan	x	McKee (1983)
	Langila	x	Talai (1987)
	Manam	x	de Saint Ours (1982)
	Papua-Nueva Guinea (todo el país)	o	Lowenstein (1982); Lowenstein and Talai (1984)
Indonesia	Merapi	x	Pardyanto et al. (1978); Kusumadinata (1984)
	Kelut	x	Alzwar (1985); Hamidi et al. (1985)
	Lokon-Empung	x	Matahelumual (1986)
	Semeru	o	Suryo (1986)
	Banda-Api	x	Matahelumual (1988)
Filipinas	Mayon	o	Peña and Newhall (1984)
Japón	Fuji	o	Shimozuru (1983)
	Asama	o	Aramaki (1984)
Unión Soviética	Kamchatka	o	Markhinin et al. (1962)
Estados Unidos	Mount Baker	x	Hyde and Crandell (1978)
	Glacier Peak	o	Beget (1983)
	Mount Rainier	x	Crandell and Mullineaux (1967); Crandell (1973)
	Mount Adams	o	Vallance (in press)
	Mount St. Helens	x	Crandell and Mullineaux (1978); Miller et al. (1981)
	Mount Hood	x	Crandell (1980)
	Mount Shasta	x	Miller (1980)
	Lassen Peak	o	Crandell and Mullineaux (1970)
	Cráteres de Mono-Inyo	o	Miller et al. (1982)
	Mount St. Augustine	x	Kienle and Swanson (1980)
	Isla de Maui	x	Crandell (1983)
	Estado de Hawaii	o	Mullineaux et al. (1987)
	Estado de Washington	x	Crandell (1976)

TABLA 3.5. (Continuada)

País o región	Volcán o área volcánica	Mapa de zonificación de los peligros volcánicos	Referencias
	Estado de California	x	Miller (in press)
	USA Occidental	x	Mullineaux (1976)
	Noroccidente Pacífico	x	Hoblitt et al. (1987)
México/Guatemala	Tacaná	x	Rose and Mercado (1986)
Guatemala	Santiaguito	o	Rose et al. (1988)
	Pacaya	o	Banks (1987b)
Colombia	Nevado del Ruiz	x	Parra et al. (1986)
	Nevado del Huila	x	Cepeda et al. (1986)
Ecuador	Cotopaxi	x	Miller et al. (1978); Hall and von Hillebrandt (1988a,b)
	Tungurahua	o	Hall and Vera (1985)
Antillas Menores	Mont Pelée	x	Westercamp and Traineau (1983) Westercamp (1983, 1984)
	Soufrière de Guadeloupe	x	Westercamp (1980, 1981a,b; 1983, 1984)
Azores	São Miguel	x	Booth (1979); Booth et al. (1983); Forjaz (1985)

evaluaciones todavía son importantes para la planifiación del uso del suelo.

Otro rol significativo para la evaluación a largo plazo de los peligros volcánicos es el desarrollo de medidas para mitigar los efectos de futuras erupciones. Es necesario contar con información tal como los tipos de eventos volcánicos, magnitudes probables y áreas a ser afectadas, para diseñar de una manera apropiada y económica las estructuras de protección. Esta misma información es necesaria para desarrollar planes de emergencia para crisis volcánicas inmediatas o futuras. Por ejemplo, la selección de rutas de evacuación seguras e inmediatas y de refugios temporales requiere la comprensión completa de los tipos potenciales de erupción y de las áreas que tendrían la posibilidad de ser afectadas por éstas. Una vez que la erupción ha comenzado, la información obtenida durante el estudio de las erupciones pasadas tiene una importancia crucial, especialmente aquella sobre su curso y duración, para determinar necesidades a largo plazo, tales como la reubicación de personas, la protección contra crecientes producidas por drenajes impacatados por la erupción, la calidad del agua y la producción de alimentos.

Para muchos volcanes están a la disposición registros razonablemente detallados de la actividad eruptiva reconstruída utilizando las técnicas resumidas en las secciones precedentes, y los mismos constituyen la base para la evaluación y la zonificación de los peligros volcánicos (Tabla 3.5). Al identificar los peligros potenciales a partir de tales registros, muchos investigadores han asumido que el comportamiento futuro de un volcán será similar a su comportamiento en el pasado en términos de tipo, frecuencia y magnitud de los eventos. Así, una evaluación de los peligros en el volcán Etna, el cual durante los últimos siglos ha producido muchos flujos de lava acompañados de erupciones explosivas pequeñas, considera dichas erupciones como las más probables de que ocurran en el futuro (Guest & Murray, 1979). La toma de decisiones es más compleja en volcanes que muestran una variación más amplia en los tipos y escalas eruptivos, tales como el Mount St. Helens, que ha experimentado grandes explosiones plinianas así como también pequeñas explosiones de domos, tefra máfica y flujos de lava (Tabla 3.3; Crandell & Mullineaux, 1978). En cada caso, algunas deficiencias de este método tienen que ser entendidas tanto por las personas que llevan a cabo la evaluación de los peligros como por aquellos que utilizarán esta evaluación. Estos saltan a la vista si vemos el registro eruptivo del Mount St. Helens (Tabla 3.3), el cual es uno de los registros eruptivos más completos que se tiene dentro de un intervalo de tiempo de 10.000 años.

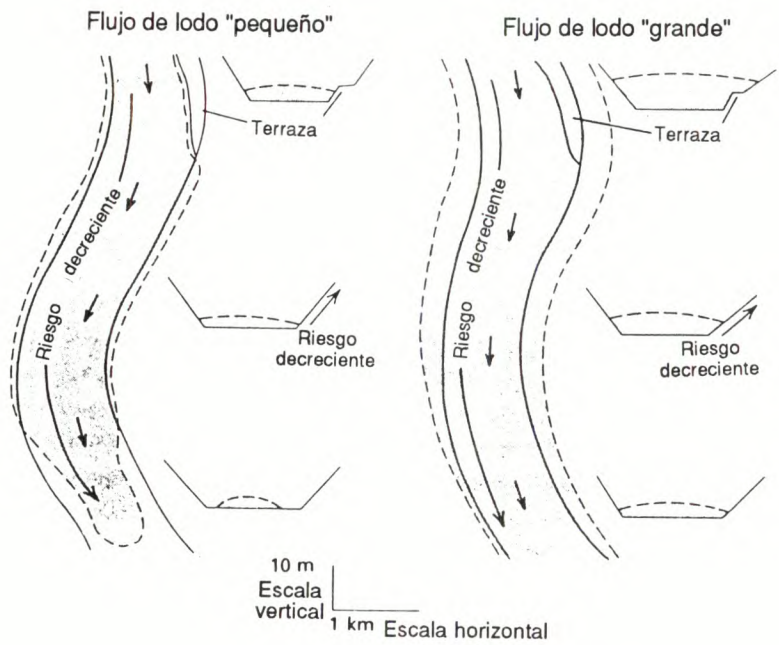


Fig. 3.8. Mapas diagramáticos y secciones transversales de lahares (flujos de lodo) hipotéticos pequeños y grandes, indicando la variabilidad en el riesgo relativo (flechas grandes) con la distancia en dirección aguas abajo (flechas pequeñas) y con la altura a partir del fondo del valle. Las áreas sombreadas indican la extensión y altura máximas alcanzadas por los lahares. Diagrama tomado de Crandell (1980; Fig. 19).

1) Mientras más atrás en el tiempo se extienda el registro, más incompleto tenderá a ser. Por lo tanto, pueden haber ocurrido erupciones durante el intervalo de aparente no-actividad de 15.000 años entre los dos primeros períodos eruptivos del Mount St. Helens, pero el registro de estos eventos no se ha preservado o no ha sido encontrado. Talvez tiempos de inestabilidad morfológica inducidos por cambios climáticos importantes del pleistoceno tardío explicarían, aunque parcialmente, la ausencia de evidencias de erupciones durante este período.
2) El comportamiento eruptivo de un volcán puede cambiar con el tiempo, de tal manera que el comportamiento pasado no es necesariamente una manera confiable de predecir su comportamiento futuro. Un cambio aparentemente brusco ocurrió en el Mount St. Helens hace unos 2.000 años durante el período eruptivo de Castle Creek. Flujos de lava basáltica y tefras relacionadas de extensión limitada empezaron a ser expulsados adicionalmente a las erupciones dacíticas más explosivas. Un cambio de esta naturaleza no hubiera sido previsto en ese entonces en base a la actividad anterior.
3) Algunos eventos pueden ocurrir con una magnitud sin precedentes en la historia eruptiva del volcán. Tal es el caso de la avalancha de escombros y la explosión dirigida (blast) del día 18 de mayo de 1980 en el Mount St. Helens.
4) Un volcán puede crecer y cambiar su forma y consecuentemente alterar la probabilidad de que ciertas áreas sean afectadas por varios eventos. Por ejemplo, el crecimiento de un volcán puede llenar valles y cubrir las líneas divisorias de aguas, dirigiendo de esta manera lahares y flujos piroclásticos hacia valles previamente fuera de peligro. Cambios topográficos de importancia, tales como los causados por el colapso parcial del Mount St. Helens modificaron las rutas esperadas para eventos futuros a tal punto que la evaluación existente de los peligros tuvo que ser revisada (Miller et al., 1981).

Algunas deficiencias al usar el comportamiento pasado como guía para la actividad futura pueden ser eliminadas modificando las predicciones de tal manera que incluyan eventos que han ocurrido en otros volcanes de similar composición y estructura. De esta manera, las explosiones lateralmente dirigidas (lateral blast) ocurridas en los volcanes Bezymianny en 1965 y en el Mount St. Helens en 1980, y los grandes colapsos parciales en los mismos y en otros volcanes (Siebert et al., 1987), han influenciado profundamente los puntos de vista sobre los peligros potenciales de volcanes dacíticos y andesíticos. Tales eventos de baja probabilidad y gran magnitud pueden ser incluídos en una evaluación de los peligros, así no tenga

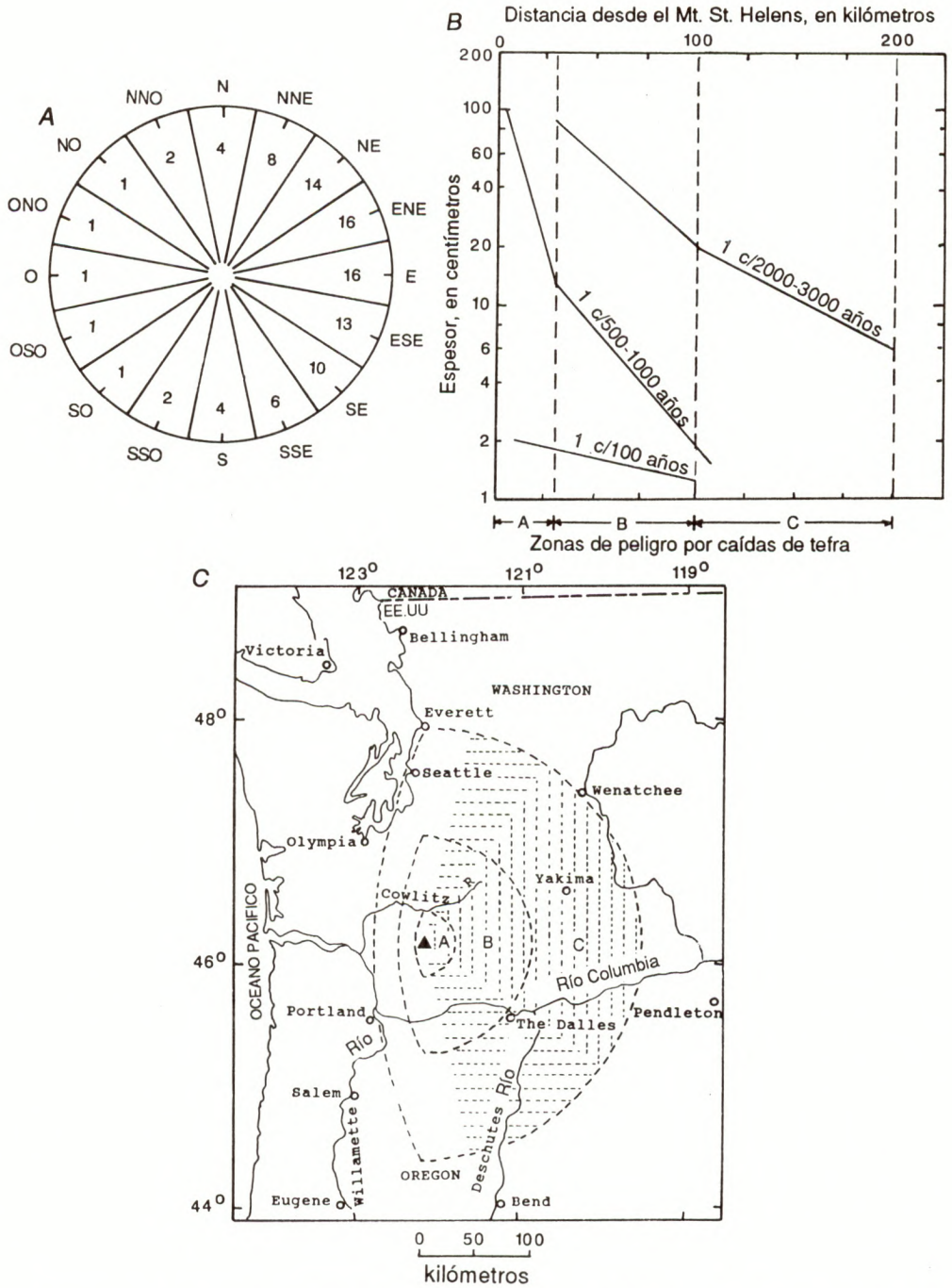


Fig. 3.9. Preparación del mapa de zonificación de caídas de tefra para el Mount St. Helens (según Crandell & Mullineaux, 1978, Fig. 8, 9 y 10). **A.** Datos referentes al viento a alturas entre 3 y 16 km. Porcentaje aproximado de tiempo por año en que los vientos persisten en soplar en una cierta dirección en la zona occidental del Estado de Washington, USA. **B.** Espesores de capas de caída de tefra que se supone caerían en las zonas de peligro a 30, 100 y 200 km de distancia del volcán y en la dirección preferencial del viento. Los espesores de las capas están basados en caídas de tefra de alrededor de 1, 0,1 y 0,01 km^3 que han ocurrido en el volcán durante los últimos 4.500 años; se indican las frecuencias estimadas. **C.** Zonas de peligro por caída de tefra. Una mayor extensión de las zonas hacia el Este en relación al Oeste refleja que los vientos predominantes soplan hacia el Este; además, los vientos que soplan hacia el Oeste son más débiles que aquellos hacia el Este. Los vientos soplan un 80% del tiempo hacia el sector con diseño, y un 50% del tiempo hacia el sector con líneas verticales.

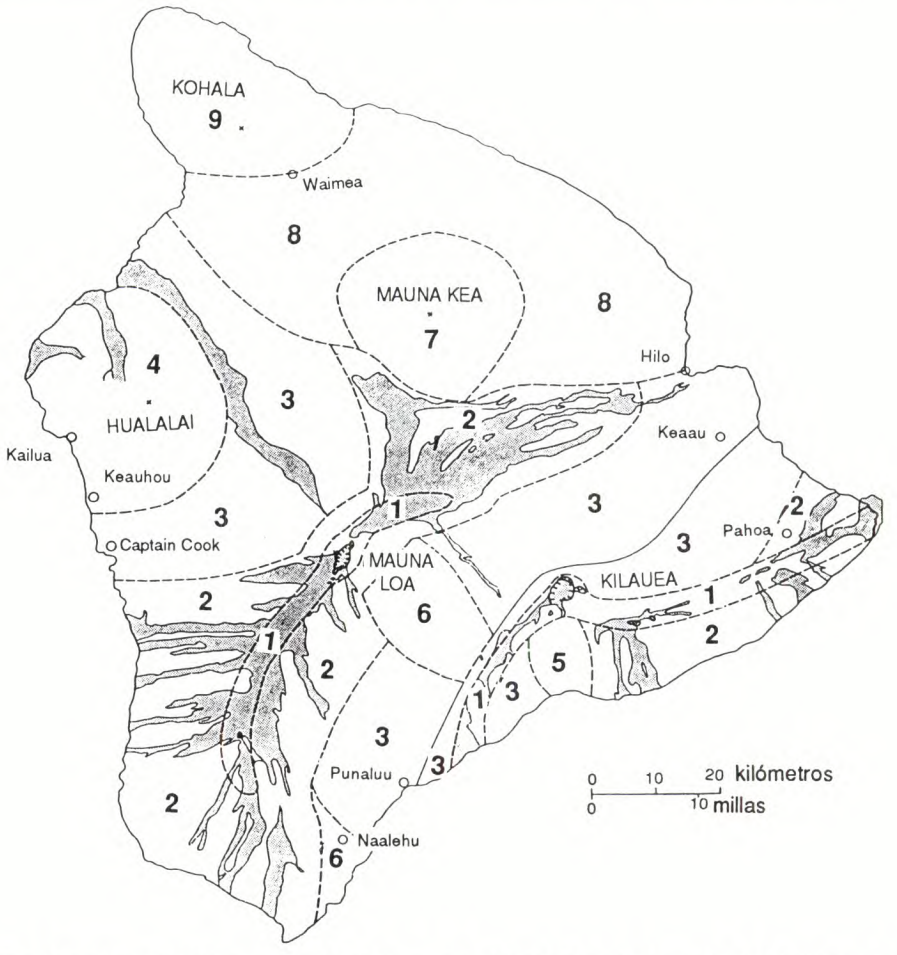


Fig. 3.10. Zonificación del peligro por flujos de lava en la isla de Hawaii (tomado de Mullineaux et al. 1987). La línea delgada contínua marca el contacto entre los volcanes Mauna Loa y Kilauea. Las áreas punteadas representan flujos de lava históricos que fueron emitidos antes de 1975. La aclaración para las zonas de peligro en orden decreciente es la siguiente: **1**. Areas de cumbre y zonas de rifts activos del Mauna Loa y Kilauea, en las cuales más del 25% de la superficie del terreno ha sido cubierta por flujos de lava en tiempos históricos--siglos 19 y 20. La gran mayoría de futuros flujos de lava se generarán en la zona 1. **2**. Areas adyacentes a, o ladera abajo de, zona 1, que están sujetas a enterramientos por flujos de lava hasta de pequeño volumen, los mismos que son emitidos por centros eruptivos ubicados en la zona 1. En el área del sur del rift oriental del Kilauea hasta el 25% de la superficie ha sido cubierta por flujos de lava durante tiempos históricos y el 10-15% ha sido cubierto desde 1950. En el Mauna Loa, un 20% de esta zona ha sido cubierta por flujos de lava. **3**. Menos que el 5% de esta zona en el Kilauea y menos que el 1-3% de esta zona en el Mauna Loa han sido cubiertos por flujos de lava en tiempos históricos. Sin embargo, más del 75% del Kilauea y 15-20% en el Mauna Loa ha sido cubierta durante los últimos 750 años. **4**. El volcán Haulalai ha tenido menos actividad que el Kilauea y el Mauna Loa durante tiempos históricos, y menos que el 15% de esta zona ha sido cubierta por flujos de lava durante los últimos 750 años. **5**. Más de la mitad de esta área en los flancos inferiores del Kilauea ha sido cubierta por flujos de lava durante los últimos 750 años, pero en la actualidad está protegida de los flujos de lava por la geometría de la caldera del Kilauea y por varias escarpas de falla que apuntan ladera arriba. **6**. Estas dos áreas en el Mauna Loa contienen flujos de lava más antiguos expuestos en la superficie del volcán y no se espera que sean afectadas en un futuro cercano. Sin embargo, el peligro podría aumentar enormemente si la caldera de la cumbre se llenaría de lava. **7**. Un 20% de la cumbre y de los flancos superiores del Mauna Kea fueron cubiertos por flujos de lava hace entre 3500 y 5000 años, pero desde aquel tiempo no han vuelto a suceder erupciones. **8**. Los flancos inferiores del Mauna Kea no han sido afectados por flujos de lava durante los últimos 10.000 años, pero un flujo de lava de longitud excepcional emitido desde la región de cumbre podría alcanzar esta zona. **9**. Ninguna erupción ha ocurrido en el volcán Kohala desde hace aprox. 60.000 años, pero a pesar de que el peligro es remoto, el volcán no deberá ser considerado como extinto o inactivo.

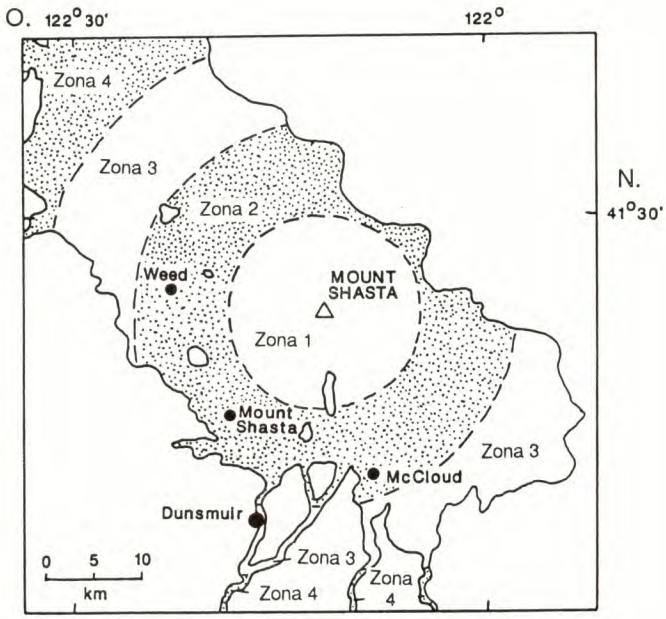
precedentes en un volcán en particular (Crandell & Hoblitt, 1986). Además, el comprender los tipos de comportamiento más frecuentemente observados en muchos volcanes diferentes también trae beneficios para una apreciación total de los peligros potenciales.

Muchas evaluaciones de la peligrosidad volcánica también incluyen escenarios (Warrick, 1979) de los probables tipos de erupciones futuras basados en el registro eruptivo. Muchas veces se escogen erupciones pasadas de diferente tipo y magnitud para ilustrar el rango de la posible actividad (Miller et al., 1982; Rosi & Santacroce, 1984). Estos escenarios describen la posible actividad precursora y la secuencia de eventos durante una erupción o una secuencia de erupciones. También indican las áreas que serían afectadas por los productos eruptivos. Su mayor valor está en proporcionar a las autoridades una idea más concreta de las posibles consecuencias de una erupción, ayudándoles de esta manera a planificar medidas de respuesta apropiadas.

Mapas de Zonificación de los Peligros Volcánicos

La información sobre los peligros volcánicos a largo plazo, obtenidos de estudios detallados de la historia eruptiva de un volcán y del comportamiento de volcanes similares puede ser presentada de varias maneras. Un mapa de zonificación de los peligros volcánicos es quizás la manera más útil. Tales mapas deberían delimitar la zona de peligro relacionada a cada tipo de evento y también deberían indicar el grado relativo de peligro. Con detalle suficiente es posible alcanzar expresiones más cuantitativas del grado de peligro, tales como la probabilidad de un impacto futuro. Un mapa preparado sobre una base apropiada puede ser utilizado inmediatamente para la planificación del uso del suelo. También pueden ser utilizados por científicos y autoridades gubernamentales para identificar la ubicación de obras de infraestructura, de servicios, rutas de transporte, centros poblacionales y otros rasgos claves con relación a las zonas de peligro, y para producir mapas de riesgo volcánico. Los ciudadanos pueden utilizar un mapa de zonificación del peligro para juzgar por sus propios medios la relación entre áreas de peligro y sus actividades diarias, y para identificar sitios que pueden brindar refugio durante una erupción. Para numerosos volcanes se han preparado mapas con variado grado de detalle (Tabla 3.5).

La extensión de un flujo de lava, de una corriente de densidad piroclástica o de un lahar depende de varias variables, las cuales incluyen: volumen, movilidad, velocidad y transformaciones de flujo, todas las cuales son difíciles de predecir. Por lo tanto, los límites entre zonas de peligro en mapas de peligrosidad (o de peligro) son gradacionales y tienen una ubicación aproximada. Estos dos puntos deben ser enfatizados por aquellos que elaboran los mapas de peligrosidad y deben ser entendidos por quienes los utilizan. Por ejemplo, el grado de peligro por fenómenos de flujo decrece gradualmente en dirección aguas abajo y más rápidamente con la altura sobre el fondo del valle (Fig. 3.8). Si bien hasta ahora han tenido un uso restringido en mapas de peligrosidad volcánica, existen numerosas técnicas cartográficas para representar los límites gradacionales y las incertidumbres, tales como la variación en la intensidad del color o los diseños gráficos.



		Zona 1	Zona 2	Zona 3	Zona 4
Porcentaje de la zona afectada por lo menos una vez en los últimos 10000 años		100	60	25	40-60 (S) (<10 NC)
Futura frecuencia promedio estimada (en años)	Pf	1/800	1/1500	1/10,000	0
	L	1/600	1/600	1/2000	1/5000

Fig. 3.11. Zonas de peligro por flujos piroclásticos y lahares en el volcán Mount Shasta, California (tomado de Crandell et al. 1984; y según Miller, 1980). Los límites están ubicados a 10, 20 y 30 km de distancia de la cumbre. Las áreas no sombreadas dentro de las zonas, y más allá del límite de las mismas, son zonas topográficamente altas y se las juzgó como demasiado altas para ser afectadas por futuros flujos piroclásticos (Pf) y lahares (L).

Zonificación de los Peligros para varios Tipos de Eventos

A continuación se resume brevemente algunas de las técnicas que han sido utilizadas para delimitar las zonas de peligro.

Caídas de Tefra. La zonificacón del peligro por caída de tefra se basa en la frecuencia y magnitud (expresada en volumen total de tefra, o más a menudo, en la relación espesor versus distancia del centro de emisión) de anteriores caídas de tefra y en los modelos regionales de circulación de los vientos. La fig. 3.9 indica la zonificación por caída de tefra del Mount St. Helens, un volcán que ha producido numerosas caídas de tefra de tamaños variados durante el cuaternario tardío (Crandell & Mullineaux, 1978). Las zonas reflejan las relaciones espesor-distancia de tres

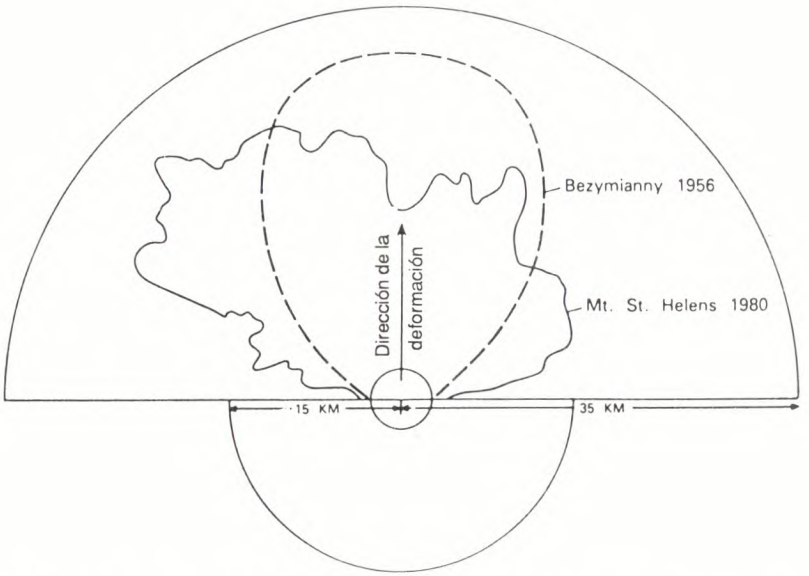


Fig. 3.12. Areas afectadas por dos explosiones laterales históricas, y extensión sugerida para una zona amenazada por una explosión lateral. Se propuso esta zona para la planificación a corto plazo basándose en los eventos mencionados y en movimientos precursores de deformación del terreno (tomado de Crandell & Hoblitt, 1986). El semi-círculo mayor de 35 km de radio engloba el área de mayor peligro por impacto de corrientes de densidad piroclásticas. El semi-círculo menor de 15 km engloba el área amenazada por el posible impacto de partículas balísticas. Para una planificación a largo plazo se podría utilizar un círculo completo de 35 km de radio.

caídas de tamaños representativos, así como los modelos de circulación de los vientos en la región del Pacífico Noroccidental. Los límites de las zonas han sido ubicados arbitrariamente a distancias de 30, 100 y 200 km desde el volcán y ayudan a los usuarios a localizar áreas respecto a espesores potenciales de tefra. La forma de las zonas de peligro toma en cuenta la dirección dominante de los vientos y sus velocidades. Otros autores han definido zonas circulares a varias distancias y han identificado los sectores hacia los cuales el viento sopla con mayor frecuencia (por ejemplo, Beget, 1983). En cada caso, los autores tienen la necesidad de informar a los usuarios que una futura caída de tefra probablemente cubrirá sólo un sector relativamente angosto de una zona de peligro. Considerando el área a favor del viento con incremento del espesor (> 200 km) (Sarna-Wojcicki et al., 21981a) y los efectos de acumulaciones delgadas de tefra durante la erupción del 18 de mayo de 1980 del Mount St. Helens (Warrick, 1981; Schuster, 1981, 1983), los mapas de zonificación probablemente deberían ser extendidos para cubrir también áreas distales.

Estudios detallados de volcanes que han producido muchas caídas de tefra en el pasado geológico reciente pueden proporcionar una muestra estadística suficientemente grande para estimar las probabilidades numéricas de acumulación de tefra (Booth, 1979; Booth et al., 1983).

Se están desarrollando modelos numéricos para estimar la extensión y el espesor de potenciales caídas de tefra (Armienti et al., 1988), los cuales podrían ayudar a delimitar la zona de peligro por tefra. Los parámetros ingresados a los modelos incluyen datos eólicos, duración y tasa eruptiva, altura de columna, distribución del tamaño del grano y velocidades de depositación de la tefra, y varios coeficientes. Las ambigüedades relacionadas con la selección en el ingreso de datos limita seriamente el método. El valor de los modelos de dispersión de tefra, incluyendo aquellos que basan su enfoque en los parámetros de tamaño máximo (Carey & Sigurdsson, 1986; Carey & Sparks, 1986) es probablemente más significativo para entender los procesos y la dinámica de las erupciones que para una zonificación de los peligros.

Predicciones a corto plazo de peligros por caída de tefra emplean las mismas técnicas que se usan en predicciones a largo plazo, pero podrían considerar un rango menor en las magnitudes de las erupciones en base al estado actual del volcán y a una actualización en la predicción de las direcciones e intensidades de los vientos. Miller et al. (1981) y Crandell et al. (1984) describen el método utilizado para elaborar pronósticos diarios en el Mount St. Helens en 1980.

Flujos de lava. Las zonas de peligro por flujos de lava se establecen en base a la frecuencia con la cual las áreas han sido cubiertas por flujos de lava en el pasado geológico reciente, a los centros de emisión más probables para futuros flujos de lava, a las longitudes y áreas de los flujos de lava típicos para un volcán o tipo de volcán, y a consideraciones topográficas que convierten

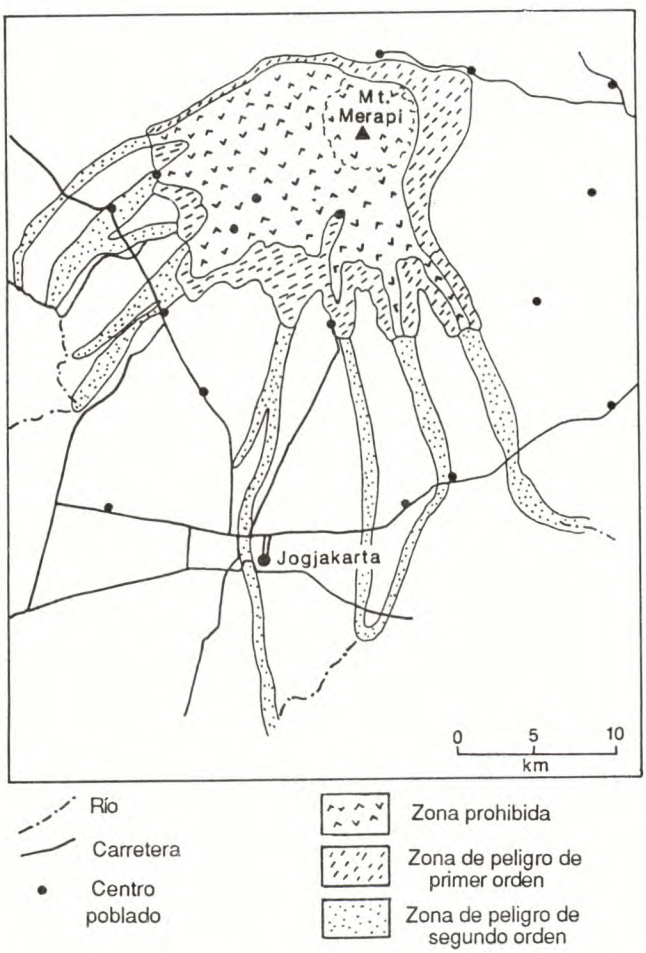


Fig. 3.13. Zonas de peligro volcánico en el volcán Merapi, Indonesia (tomado de Kusumadinata, 1984; y simplificado de Pardyanto et al., 1978). La zona prohibida, que está amenazada por el impacto de flujos piroclásticos, oleadas y potentes caídas de tefra, se extiende 13 km desde la cumbre del volcán y se basa en la extensión que dichos eventos tuvieron en las erupciones de 1930. La zona de peligro primario está sujeta al impacto de partículas balísticas, caída de tefra y lahares. La zona de peligro secundario está sujeta al impacto de lahares y crecientes. Los ríos han sido representados solamente fuera de las zonas de peligro; las zonas de peligro en forma de dedos siguen el drenaje de los ríos. Aproximadamente 250.000 personas viven en estas zonas de peligro.

a una zona en más probable de ser inundada por un flujo de lava. Mapas de zonificación de la peligrosidad han sido producidos para varios volcanes cuyos productos eruptivos dominantes son flujos de lava e incluyen el Etna (Guest & Murray, 1979) y el Haleakala (Crandell, 1983), así como también para áreas de volcanes monogénicos, tales como las de Auckland, Nueva Zelandia (Searle, 1964). La zonificación del peligro debido a flujos de lava realizada para la isla de Hawaii (Fig. 3.10; Mullineaux et al., 1987) se basó en una gran cantidad de información tanto geológica (Holcomb, 1987; Lockwood & Lipman, 1987; Moore et al., 1987) como de edad (Rubin et al., 1987). Tales bancos de datos podrían ser utilizados para determinar las probabilidades numéricas de un área a ser cubierta por un flujo de lava. Aquellos modelos de alimentación desde la cámara magmática al sistema volcánico que están debidamente limitados por datos geológicos, petrológicos, cronológicos y geofísicos, también pueden ayudar en pronósticos a largo plazo, especialmente si éstos ilustran un comportamiento cíclico (por ejemplo, Kuntz et al., 1986).

Las técnicas de zonificación de los peligros por flujos de lava en volcanes compuestos, en los cuales los flujos de lava representan uno más de los muchos tipos de peligrosidad por flujo, se basan en datos similares a los arriba resumidos. Sin embargo, la muestra estadística de flujos de lava jóvenes de tales volcanes es típicamente más reducida que para los grandes escudo-volcanes. De esta manera, no se puede calcular una probabilidad numérica que tenga algún sentido, pero usualmente es posible hacer algunas distinciones sobre el grado de peligro relativo. Para muchos volcanes compuestos los flujos de lava representan un peligro mucho menos extenso que los flujos y oleadas piroclásticas, las mismas que son mucho más móviles. Por lo tanto, las zonas de peligro por flujos piroclásticos en muchos mapas de peligrosidad incorporan las zonas de peligro por flujos de lava. Este tipo de enfoque del problema puede ser útil para tomar decisiones respecto al uso de la tierra a largo plazo, pero tiene deficiencias de respuesta en caso de una emergencia volcánica. Por ejemplo, si una erupción que produce un flujo de lava ha sido pronosticada o ya ha comenzado, los usuarios de los mapas querrán obtener más información específica sobre la probable ubicación de centros de emisión y sobre los esperados derroteros a ser seguidos por los flujos de lava y sobre sus alcances. Tal información faltaría si la zonificación de peligros por flujos de lava fuera combinada con aquella para los flujos piroclásticos y oleadas que son más móviles y cubren áreas más extensas.

Flujos piroclásticos y oleadas. Las zonas de peligro por flujos piroclásticos y oleadas varían ampliamente de un volcán a otro, debido al alto rango de energía de tales eventos. Algunos autores previos han definido una o más zonas de peligro en base a la extensión de flujos piroclásticos y oleadas de edad histórica (volcán Merapi, Indonesia, Pardyanto et al., 1978; Volcán Mayón, Filipinas, Peña y Newhall, 1984) o pertenecientes a algún intervalo de tiempo apropiado. Por ejemplo, Crandell y Mullineaux (1978) escogieron los últimos 4500 años en el caso del volcán Mt. St. Helens, una época con una actividad eruptiva relativamente frecuente que siguió a un período de no actividad de miles de años. Otros autores definieron dos o tres zonas de diferentes grados de peligrosidad en base a posibles migraciones en la ubicación del centro de emisión (volcán Mt. Hood, Oregon; Crandell, 1980) o a varios eventos modelo para flujos piroclásticos u oleadas de diferentes magnitudes y frecuencias (Fig. 3.11; por ejemplo volcán Mt. Shasta, California; Miller, 1980; Soufrière de Guadeloupe, Indias Francesas Occidentales;

Westercamp, 1980, 1981a, 1981b, 1983, 1984; Volcán Asama, Japón; Aramaki, 1984; caldera de Rabaul, Papua -Nueva Guinea; McKee et al., 1985; Campi Flegrei, Italia; Rosi & Santacroce, 1984; volcán Nevado del Ruiz, Colombia; Parra et al., 1986).

Eventos modelo desarrollados para un volcán pueden ser aplicados a la zonificación de peligros en otros volcanes comparables, tomando en cuenta diferencias en la ubicación de los centros de emisión, topografía y otros factores. La zonificación en volcanes con depósitos pobremente preservados o en aquellos poco estudiados pero que requieren una rápida zonificación durante una emergencia, pueden aprovechar de este método. Las relaciones de altura a distancia de varios tipos de flujos piroclásticos pueden ser utilizados para estimar las distancias potenciales máximas y de esta manera determinar las dimensiones de zonas de peligro por flujos piroclásticos y oleadas (por ejemplo, Miller, 1980).

Modelos más sofisticados y asistidos por computadora que utilizan las relaciones altura - distancia (métodos de la línea o cono de energía) pueden generar mapas de la extensión potencial de varios tipos de eventos, los cuales pueden servir como mapas de zonificación del peligro (Malin & Sheridan, 1982). Tales mapas han sido preparados para oleadas piroclásticas en varios volcanes de Italia (Sheridan & Malin, 1983; Armienti & Pareschi, 1987). La selección de la altura sobre el centro de emisión a la cual se podrían generar las oleadas, así como de una pendiente apropiada de la línea de energía o cono, crean incertidumbres en este método. Sin embargo, el método puede ser utilizado para verificar la validez de las reconstrucciones de campo y los límites de las zonas de peligrosidad que estuvieron basadas en la extensión de los flujos y oleadas piroclásticas en el pasado. Por ejemplo, cambios significativos en la altura del edificio afectaría en gran manera la extensión potencial de flujos piroclásticos y oleadas, pero no siempre se conoce la altura del edificio al momento de una erupción dada. La verificación, sea por medio de un modelo de computadora, o por simples relaciones altura-distancia, podrían indicar si los límites fueron razonables a la luz de la topografía existente.

Explosiones lateralmente dirigidas. Las zonas de peligro para explosiones lateralmente dirigidas son difíciles de definir en base a la actividad pasada, ya que (1) son eventos raros y pueden no haber ocurrido en un volcán dado, (2) sus depósitos normalmente son muy delgados y fácilmente erosionables o difíciles de interpretar, y (3) su magnitud varía enormemente. Crandell (1980), Crandell et al. (1984), y Crandell & Hoblitt (1986) discuten las técnicas y explican los fundamentos para el establecimiento de las zonas de peligro por explosiones dirigidas, utilizando como modelos los eventos históricos. Las grandes explosiones dirigidas, tales como aquellas del volcán Bezymianny en 1956 y del Mount St. Helens en 1980 fueron causadas por la descompresión de un sistema magmático e hidrotermal al colapsar un sector importante del volcán. Las explosiones afectaron cientos de kilómetros cuadrados en un amplio sector que se extiende 25 a 35 km desde el volcán. Así, las zonas de peligro para tales eventos pueden ser círculos de 35 km de radio con centro en el volcán (Fig. 3.12). En el caso de existir actividad precursora o eruptiva, los cambios estructurales o la deformación del edificio indicarían los sectores más propensos a los peligros de explosiones dirigidas. En estas circunstancias, una zonificación más específica del peligro sería posible. Si los volcanes están formados o ubicados en contrafuertes de tal manera que un colapso parcial y la subsiguiente explosión lateral fueran improbables en ciertos flancos, entonces se podría modificar la forma de la zona de peligro.

En base a la distribución de fragmentos balísticos y depósitos de flujos piroclásticos y oleadas de explosiones lateralmente dirigidas originadas en domos en formación, Crandell & Hoblitt (1986) sugirieron que las zonas de peligro para tales eventos sean círculos con un radio de 10 km, con un margen adicional de seguridad de hasta 5 km, centrados en el domo o en el sitio supuesto para el domo (Fig. 3.12). La forma de las zonas puede ser modificada por domos cuyas explosiones podrían tener sólo ciertas orientaciones.

Avalanchas de escombros y lahares. Zonas de peligro por avalanchas de escombros y lahares, al igual que aquellas por flujos piroclásticos y oleadas, se han basado comúnmente en la extensión y frecuencia de tales eventos en el volcán en cuestión. La mayoría de los autores han elaborado zonas mostrando grados relativos de peligrosidad basados en relaciones de magnitud - frecuencia. En mapas que indican zonas de peligro para todos los fenómenos de flujo, las zonas de peligro por lahares y crecientes relacionadas a lahares típicamente se extienden aguas abajo siguiendo los valles varias veces más lejos que las zonas de peligro por flujos piroclásticos y oleadas (Fig. 3.13). Los ejemplos incluyen mapas de zonificación del peligro para los volcanes Mount Baker (Hyde & Crandell, 1978) y Glacier Peak (Beget, 1983), en USA; Cotopaxi, Ecuador (Miller et al., 1978; Hall & Von Hillebrandt, 1988a, 1988b); Nevado del Ruiz, Colombia (Parra et al., 1986); y Ruapehu, Nueva Zelandia (Houghton et al.,1987).

En contraste a los peligros de flujos piroclásticos y oleadas relacionadas, los mismos que pueden afectar áreas muy por encima de los fondos de los valles y lejanas a los centros de emisión, los peligros por lahares, flujos terminales de lahares y crecientes tienen límites superiores mejor definidos, los cuales normalmente están restringidos a algunas decenas de metros o menos, a partir de los fondos de los valles (Fig. 3.3). Los estudios que reconstruyen los niveles de inundación, velocidades, descargas y condiciones de flujo de lahares del pasado pueden ayudar en una determinación bastante precisa de los límites de peligro a lo largo de los fondos de los valles. Sin embargo, existen algunas incertidumbres. Por ejemplo, la descarga, y por lo tanto el ancho y la profundidad, de un lahar, puede cambiar rápidamente a lo largo de su curso, dependiendo del tamaño de grano, relación sedimento-agua, geometría del canal y otros factores (Scott, 1988). Así mismo, a no ser que la configuración del fondo del valle que existía antes del paso de un lahar anterior sea conocida, es difícil estimar el nivel de inundación de un lahar similar, dada la topografía actual. Adicionalmente a la evidencia de crecientes pasadas, los modelos existentes para el paso de crecientes pueden ser utilizados para evaluar los tamaños de crecientes a lo largo de los ríos, una vez que el lahar se ha transformado en un flujo de creciente lodosa.

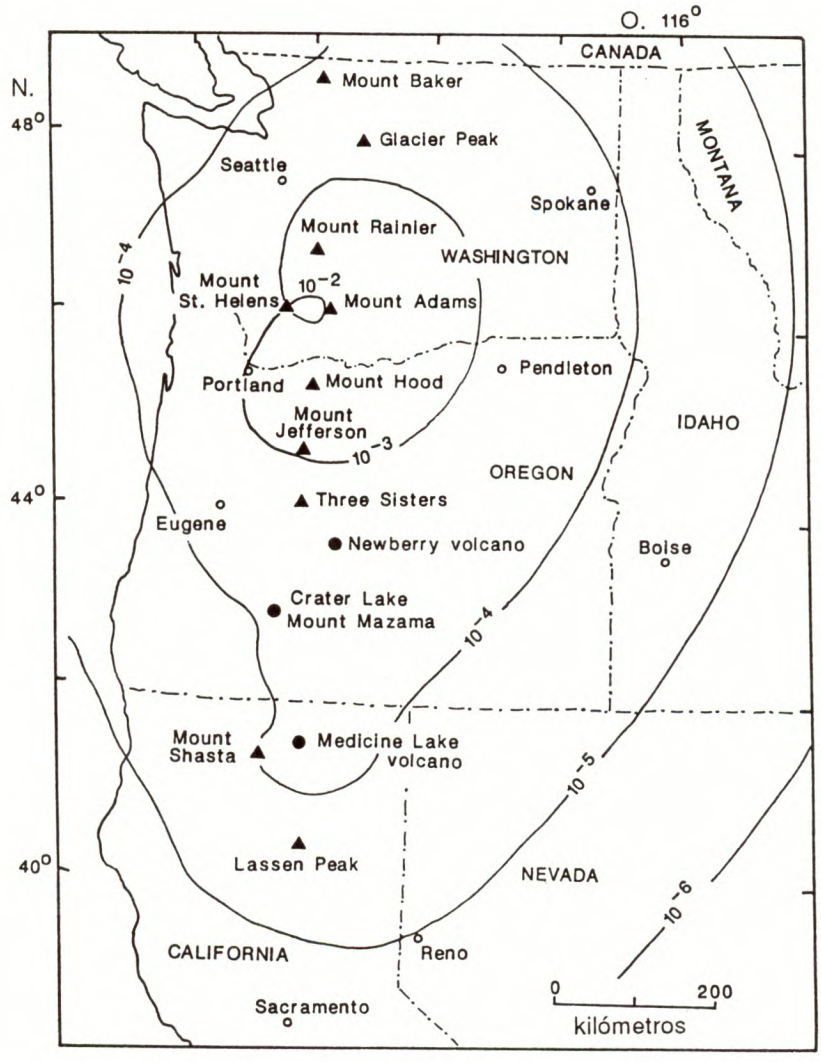


Fig. 3.14. Probabilidad anual estimada para la acumulación igual o mayor a 10 cm de tefra en la parte noroeste de los Estados Unidos. La tefra provendría de erupciones de los 13 centros volcánicos más importantes de la Cordillera Cascades (según Hoblitt et al. 1987).

Modelos matemáticos de flujos de escombros que actualmente están siendo desarrollados pueden eventualmente llevar a métodos para definir zonas de peligro por lahares (por ejemplo, Wier, 1982; Mizuyama et al., 1987); sin embargo, por ahora no son de mucha utilidad. Muchos de los modelos están limitados por nuestro conocimiento restringido de los procesos físicos de flujos de escombros (Iverson & Delinger, 1987) y por la incertidumbre al seleccionar los parámetros del modelo.

La zonificación de los peligros por avalanchas de escombros típicamente ha sido combinada en muchos mapas con la de lahares. Sin embargo, una diferencia clave en determinar tales zonas de peligro consiste en que las avalanchas de escombros de gran volumen son sumamente móviles, pueden trepar muy alto en las paredes de los valles, y pueden transmontar líneas divisorias de aguas e impactar valles cuyas cabeceras no apuntan hacia el volcán.

Schuster y Crandell (1984) y Siebert et al., (1987) proporcionan datos sobre relaciones altura-distancia para avalanchas de escombros (ver Fig. 2.5, CAPITULO 2), los cuales ayudan a estimar la extensión de futuras avalanchas con varios valores de volumen y puntos de origen. Crandell (1989) recomienda utilizar la relación **L=H/f** para estimar la distancia (**L**) de avalanchas de escombros que tienen volúmenes mayores a 1 km^3 en valles que apuntan hacia el volcán. **H** es la diferencia de altura entre la cumbre del volcán y el fondo del valle de interés a 20 km del volcán; la distancia de 20 km es la longitud media de muchas avalanchas de escombros con volúmenes mayores a 1 km^3. La selección de valores para el coeficiente, **f**, puede estar basada en el grado de criterio conservador que se aplique a la evaluación de la peligrosidad. Por ejemplo, Crandell (1989) seleccionó para **f** valores de 0.005, 0.0075 y 0.09

para estimar la extensión de futuras avalanchas de escombros en valles cuyas cabeceras se encuentran en los volcanes Mount Shasta y Mount Rainier.

Gases Volcánicos. Las zonas de peligro para gases volcánicos generalmente están restringidas a las cercanías de los centros de emisión y están comprendidas dentro de las zonas de peligro para varios fenómenos de flujo y para caídas potentes de tefra. Peligros por gases a distancias mayores están asociados a caídas de tefra y se incluyen en la sección de la zonificación de la peligrosidad por caídas de tefra. Los gases son los productos más importantes en ciertos tipos de eventos, especialmente en el caso de incremento de la actividad en los campos fumarólicos. Se han elaborado algunos mapas especiales de zonificación del peligro por gases para áreas tales como la de Dieng en Java (Kusumadinata, 1984). La ubicación de los centros de emisión de gases, las áreas bajas donde pueden acumularse gases densos y las condiciones atmosféricas que favorecen la acumulación de gases están reflejadas en la definición de las zonas de peligro.

Tsunamis inducidos por la actividad volcánica. Las zonas de peligro por tsunamis inducidos por actividad volcánica pueden ser definidas en base a la evidencia de tsunamis anteriores, especialmente los históricos; sin embargo, los registros de tales eventos generalmente son escasos. Los límites de las zonas de peligro deben indicar las ubicaciones y los mecanismos de generación de tsunamis, el tamaño de las ondas producidas y las alturas estimadas de inundación a lo largo de las orillas, las cuales en muchos ejemplos históricos han alcanzado entre algunos metros y unas pocas decenas de metros (Latter, 1981). Los modelos numéricos de tsunamis están bastante avanzados comparados con aquellos de muchos procesos volcánicos, y pueden ser utilizados para estimar tiempos de recorrido y altura de onda (p.e. Kienle et al., 1987). La mayor incertidumbre al aplicar estos modelos a predicciones a largo plazo probablemente radica en predecir cómo se generará una ola y cuál será su altura inicial. Sin embargo, en algunos casos de crisis volcánicas en desarrollo, por ejemplo, cuando cambios estructurales indican la probabilidad creciente de que está generando una avalancha de escombros, se tendría a disposición un probable mecanismo y la magnitud para ingresarlos en el modelo.

Mapas regionales de zonificación del peligro

Adicionalmente a los mapas de zonificación del peligro para volcanes individuales, los mapas que indican la peligrosidad combinada de varios volcanes en una misma región son útiles para la planificación del uso del suelo y para una reacción en casos de emergencia. Ciertas localidades pueden estar ubicadas en zonas de peligro de varios volcanes de la región. Un mapa regional es especialmente útil para indicar los peligros combinados por caída de tefra de varios volcanes (Mullineaux, 1976; Shipley & Sarna-Wojcicki, 1983).

Un mapa regional de peligros por caída de tefra fue preparado por Hoblitt et al., (1987) para la región de la cordillera de Cascades (USA) como parte de una evaluación de los peligros volcánicos potenciales que amenazarían los sitios propuestos para plantas nucleares de generación eléctrica. Ellos mapearon las probabilidades anuales de caídas de tefra por órdenes de magnitud, con espesores de 1, 10 y 100 cm en la región del Pacífico noroccidental combinando lo siguiente: (1) las probabilidades de que cada volcán compuesto importante tenga una erupción de tefra con un volumen que exceda los 0.01 y 0.1 km^3, (2) una relación de distancia-espesor de caídas históricas de tefra de un banco de datos a nivel mundial de erupciones con volúmenes de tefra de entre 0.01 y 0.1 km^3, y (3) la probabilidad de que los vientos soplen en una dirección dada en base a registros meteorológicos recientes. El mapa indica la probabilidad anual de acumulación de 10 cm o más de tefra (ver Fig. 3.14). Se puede notar que relativamente pocos volcanes, especialmente el Mount St. Helens, dominan las probabilidades de caída de tefra en la cordillera entera. Muchos de los volcanes de la cordillera de Cascades no han producido caídas importantes de tefra durante los últimos 10.000 años.

También se han preparado mapas de zonificación del peligro para los estados de Washington (escal 1:1.000.000; Crandell, 1976) y California (escala 1:500.000; Miller, 1989). Estos muestran una peligrosidad generalizada por flujos y zonas de peligro por caída de tefra para todos los volcanes potencialmente activos y delinean las regiones en las cuales podrían erupcionar volcanes monogénicos. Mapas más generalizados también han sido preparados para la cordillera de Cascades (escala 1:2.000.000, Hoblitt et al., 1987) y para la zona occidental de USA (escala 1:7.500.000), Mullineaux 1976). Tales mapas proporcionan a los planificadores y a las autoridades civiles una perspectiva regional en lo que se refiere a zonas de peligro en áreas bajo su jurisdicción.

Mapas de Peligrosidad para Sitios Específicos

Las evaluaciones de los peligros volcánicos también han sido realizadas para sitios específicos, en especial para obras de infraestructura críticas, tales como represas hidroeléctricas y plantas nucleares. Pocos de estos informes están disponibles en forma de publicacón, ya que la mayoría fue elaborada por ingenieros consultores para proyectos de desarrollo; sin embargo, una evaluación de los peligros volcánicos en el sitio de la central nuclear de Trojan, la cual está ubicada a 50 km al oeste del Mount St. Helens, fue publicada por el estado de Oregon después de la erupción de 1980 (Beaulieu & Peterson, 1981).

Hoblitt et al. (1987) han presentado algunos lineamientos generales para la evaluación a largo plazo de los peligros volcánicos en sitios escogidos para la ubicación de centrales nucleares. La información que se requiere para tales evaluaciones incluye: (1) frecuencia y magnitud de varios eventos volcánicos que están registrados en la geología histórica del sitio mismo o que pueden ser inferidos para el sitio a partir del registro geológico de otros lugares, (2) la historia eruptiva de cada volcán que podría afectar al sitio, (3) eventos de tipo o magnitud sin precedentes en volcanes cercanos al sitio, pero que han ocurrido en cualquier volcán similar, (4) la efectividad potencial de la mitigación de la peligrosidad en el sitio, y (5) posibles efectos secundarios adversos de los eventos volcánicos sobre las operaciones de la planta, tales como interferencia en los sistemas de enfriamiento.

CAPITULO 4. VIGILANCIA VOLCANICA Y PRONOSTICOS A CORTO PLAZO

Norman G. Banks[1], Robert I. Tilling[2], David H. Harlow[2], y John W. Ewert[1]

[1]U.S. Geological Survey, Vancouver, Washington 98661

[2]U.S. Geological Survey, Menlo Park, California 94025

Introducción

La mayoría de las erupciones, talvez todas, vienen precedidas y están acompañadas por cambios geofísicos y/o geoquímicos en el estado del volcán. Algunos cambios, si son grandes o de alguna manera conspícuos, son perceptibles a los habitantes de los alrededores. Sin embargo, la mayoría de los cambios son pequeños y sutiles pero pueden ser detectados y medidos con exactitud mediante técnicas e instrumentación existentes actualmente. El término "vigilancia volcánica" (o monitoreo volcánico) se refiere colectivamente a los estudios científicos que observan, registran y analizan sistemáticamente los cambios, visibles o invisibles, que ocurren en el volcán y en sus alrededores. Antes del siglo 20, las observaciones de volcanes activos consistían solamente de descripciones cualitativas ocasionales durante o después de una erupción o de alguna actividad inusual. Con el establecimiento de modernos observatorios vulcanológicos en Japón y en Hawaii en 1911, se inició la utilización de sismómetros y otros instrumentos por primera vez en la historia de los estudios de los volcanes.

El registro de erupciones pasadas y la naturaleza de sus productos e impactos proporciona la base para elaborar los pronósticos a largo plazo de la actividad volcánica futura y sus peligros relacionados (años, décadas o más tiempo; ver CAPITULO 3). Los datos obtenidos por la vigilancia o monitoreo volcánico describen el comportamiento actual del volcán y proporcionan la información indispensable para hacer pronósticos o predicciones a corto plazo (meses, semanas, días u horas). Los términos *pronóstico* y *predicción* han sido utilizados, bien que esto no está bien, muy a la ligera o intercambiablemente. Para efectos de este trabajo, adoptaremos las definiciones reconocidas por el Cascades Volcano Observatory del Servicio Geológico de los USA. (Swanson et al., 1985, p.397):

"*relación de los hechos*—describe las condiciones presentes pero no anticipa eventos futuros.

pronóstico—es una declaración comparativamente imprecisa sobre la fecha, lugar y naturaleza de la actividad esperada.

predicción—es una declaración comparativamente precisa sobre la fecha, lugar e, idealmente, la naturaleza y magnitud de la actividad inminente. Una predicción usualmente cubre un período de tiempo más corto que un pronóstico y en general se basa dominantemente en interpretaciones y mediciones de procesos que ya están en curso y de una manera secundaria en una proyección de la actividad pasada."

Este capítulo presenta una introducción general y actualizada a los amplios tópicos del monitoreo volcánico y de los pronósticos a corto plazo. Se basa principalmente en la excelente publicación de síntesis de Newhall (1984), quien resumió la información sobresaliente contenida en la literatura pertinente anterior a 1984, lo cual incluye UNESCO (1972), Civetta et al., (1974), Decker (1978, 1986), y Tazieff & Sabroux (1983). Para obtener información más específica y detallada sobre los tópicos presentados, el lector interesado puede referirse a los estudios relevantes citados bajo REFERENCIAS.

Intranquilidad Volcánica, Precursores Eruptivos y Vigilancia de los Volcanes

La intranquilidad volcánica refleja, directa o indirectamente, los cambios en el estado físico o químico del sistema magma-agua-gas-roca, que conforma y subyace el volcán (Fig. 4.1). Algunos cambios pueden ser percibidos por la población local, mientras que otros solamente pueden ser detectados con el uso de instrumentos científicos. Hay que enfatizar que las señales de intranquilidad volcánica no siempre culminan en erupción, pero estas señales siempre deben ser tratadas como posibles precursores eruptivos y deben ser vigiladas o monitoreadas como tales.

Vigilancia por observación de los indicadores de intranquilidad detectables por la población.

Algunas señales fuertes de intranquilidad volcánica pueden ser detectadas por la gente que habita en o cerca al volcán. El mantener un cuidadoso registro de tales cambios detectables por los sentidos humanos (vista, sonido, olfato, tacto, etc.) puede ser denominado *vigilancia por observación.* Ocasionalmente se ha reportado un comportamiento inusual en los animales en conección a algunas erupciones; tales comportamientos anómalos se atribuyen generalmente al hecho que los animales responden a movimientos del terreno, sonidos u olores no detectados por los humanos.

Los cambios detectables por el sistema humano de los sentidos incluye:

- La ocurrencia de ruidos subterráneos, sismos y otras vibraciones sísmicas que son percibidas.
- Señales visibles de deformación, tales como la formación o ampliación de fracturas del terreno, el plegamiento o corrimiento del suelo y de otros depósitos superficiales, y un incremento en la ocurrencia de caídas de roca y deslizamientos del terreno, un "hinchamiento" de la cima o de los flancos del volcán.
- Incrementos o disminuciones en la tasa de volumen, ruido, color u olor de las emisiones de fumarolas y manantiales.
- Cambios en las incrustaciones de minerales y depósitos alrededor de fumarolas y manantiales.
- Cambios en color, temperatura o contenido de sedimento en ríos, arroyos y lagos; fluctuaciones inusuales del nivel de agua en pozos.
- Pérdida inusual del color o muerte de la vegetación.

Estas señales de intranquilidad volcánica detectables por los sentidos humanos generalmente sólo constituyen indicadores cualitativos. Sin embargo, un monitoreo por observación llevado a cabo regular y diligentemente puede proporcionar información importante muy útil para el diseño y el despliegue de redes instrumentales de monitoreo. Adicionalmente, los datos de la vigilancia por observación pueden extender y complementar los datos del monitoreo instrumental.

Monitoreo instrumental de los indicadores de intranquilidad volcánica

La mayoría de los indicadores de intranquilidad volcánica, por lo menos inicialmente, son demasiado sutiles para ser percibidos por los seres humanos y solamente pueden ser detectados por medio del monitoreo instrumental, el cual emplea instrumentos científicos sensibles y técnicas de medición precisas. Estos indicadores sutiles pueden comenzar a ocurrir semanas, meses o hasta años antes del inicio de cambios a gran escala detectables por monitoreo de observación. A continuación se describen los indicadores precursores comunes fácilmente detectables y medibles con el monitoreo instrumental.

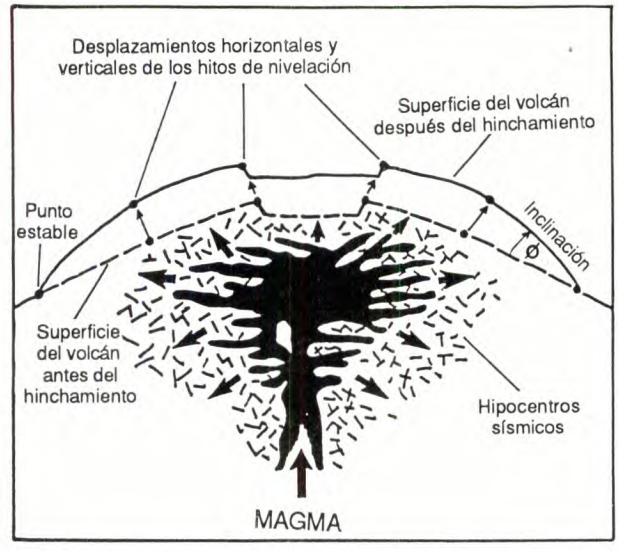


Fig. 4.1. Representación esquemática de algunos indicadores precursores que pueden ser medidos por medio de monitoreo sísmico y de deformación del suelo (ver texto); ø indica el cambio en ángulo de la pendiente de la superficie del volcán (inclinación). Se ha exagerado grandemente el cambio en la forma del volcán debido a hinchamiento (inflación). (Modificado de Tilling et al., 1987).

Sismicidad Volcánica. Las vibraciones del suelo se producen por fracturamiento de rocas sólidas adyacentes a un magma estacionado o en movimiento (Fig. 4.1). Estas vibraciones, u ondas sísmicas, también pueden ser generadas por el movimiento mismo del magma, por el movimiento o escape de gases volcánicos, o por cambios de presión asociados al calentamiento térmico de la roca encajante, del agua o del gas en el sistema volcánico. Casi la totalidad de este tipo de señales sísmicas son de baja energía y solamente pueden ser detectadas por sismómetros y registradas con sismógrafos o computadoras. Algunos eventos o procesos de energía más elevada pueden resultar en sismos u otros movimientos del terreno lo suficientemente fuertes como para ser sentidos por las personas. En estudios sobre la intranquilidad volcánica es importante saber las ubicaciones y las magnitudes de todos los sismos, percibidos o no, y éstas pueden ser detectadas únicamente por vía instrumental.

Distorción en la forma del volcán. Cambios en la forma del volcán—denominados *deformación del suelo*—comúnmente están asociados a la actividad volcánica. Estos cambios generalmente reflejan ajustes de la superficie del volcán en respuesta a los movimientos del magma en subsuperficie sea hacia adentro o hacia afuera del edificio volcánico (Fig. 4.1).
La deformación también puede estar relacionada a variaciones en la presión y/o flujo de fluídos en el sistema geotérmico del volcán (ver abajo). Cualesquiera que sean sus causas, los movimientos

del suelo asociados a la deformación del volcán son detectables por medio de técnicas precisas de agrimensura, utilizando instrumentos tan simples como un nivel de precisión, o tan "tecnológicamente avanzados" como aquellos utilizados en geodesia basada en satélites (p.e. el sistema de ubicación global).

Efectos geofísicos "no-sísmicos". Cambios en la temperatura o en el equilibrio de masas de agua, gas, roca sólida y de componentes magmáticos que constituyen el sistema volcánico pueden dar como resultado desviaciones en los campos gravitacional, geomagnético y geoeléctrico. Tales efectos geofísicos no-sísmicos pueden ser cuantificados por técnicas de medición (p.e. gravimetría, geomagnetometría, polarización inducida [P.I.], potencial espontáneo [P.E.], que han sido adaptadas de aquellas utilizadas en la exploración geofísica de recursos hídricos, minerales y energéticos.

Cambios geoquímicos en el sistema geotérmico del volcán. Todos los sistemas volcánicos tienen una zona de aguas y fluídos calentados-- llamado el *sistema geotérmico o envoltura* --que rodea al magma, fundido o solidificado, pero todavía caliente. Un aporte de magma nuevo, o movimiento del ya existente dentro del edificio volcánico, puede resultar en el escape de gases distintivos hacia la atmósfera o a los fluídos en la envoltura geotérmica. Adicionalmente, perturbaciones en el régimen térmico y en los patrones de circulación hidrotermal pueden causar una interacción hasta cierto grado del sistema geotérmico tanto con la roca encajante como con el régimen de aguas subterráneas. En última instancia tales efectos aparecen como cambios geoquímicos visibles o medibles instrumentalmente en la superficie del volcán, manifestándose como variaciones en la temperatura, composición y tasa de emisión de gases y fluídos descargados en fumarolas y manantiales.

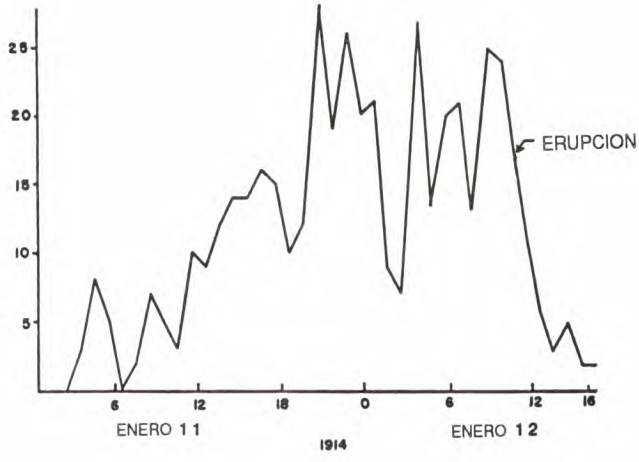


Fig. 4.2. Distribución horaria de los sismos que precedieron a la erupción del volcán Sakurajima el 12 de enero de 1914 (según Omori, 1914).

Monitoreo volcánico moderno

Antes de la aparición de la vulcanología como ciencia moderna a inicio del Siglo 20, las observaciones efectuadas por los habitantes de las cercanías de los volcanes fueron los únicos medios para detectar las señales precursoras de posibles erupciones. En situaciones donde las zonas han estado frecuentemente sujetas a erupciones destructivas durante el período de una vida humana, o si las señales precursoras son lo suficientemente aterrorizantes, la población muchas veces se pone a salvo al huir espontáneamente del volcán (autoevacuación). Sin embargo, cuando las erupciones no son frecuentes, cuando el significado de los fenómenos precursores no es debidamente entendido por los residentes, o cuando el período de señales precursoras se extiende durante algún tiempo, es común que ocurran fallas en la mitigación de la peligrosidad por la ausencia de un moderno monitoreo volcánico. A pesar de ello, observaciones cuidadosas llevadas a cabo regularmente por personal con conocimientos generales sobre el funcionamiento de los fenómenos volcánicos, proporciona una fuente de información útil, de bajo costo y a veces la única obtenible, para algunos volcanes. En realidad, la técnica de monitoreo más ampliamente utilizada en la mitigación de los peligros volcánicos sigue siendo la presencia en el sitio de observadores capacitados, confiables y dedicados a su trabajo. Sin embargo, dado que el monitoreo instrumental tiene la capacidad de reconocer la capacidad precursora por debajo del umbral de detección humana, éste permite la detección más temprana posible de cualquier estado anómalo respecto al estado normal en el comportamiento del volcán. De tal manera, por ésta razón muy importante, adicionalmente a su capacidad de recoger rápidamente datos cuantitativos, el monitoreo instrumental constituye la base de la moderna vigilancia de los volcanes.

Los métodos de monitoreo sísmico y de deformación son muy apropiados para medidas sistemáticas e interpretación diagnóstica de los modelos de comportamiento de la intranquilidad volcánica. Debido a su largo registro de utilización y a los avances tecnológicos, los estudios sísmicos y de deformación del suelo han sido las técnicas de monitoreo más ampliamente utilizadas hasta la fecha, y han proporcionado la base para muchos pronósticos exitosos de erupciones. El monitoreo de cambios geoquímicas y de efectos geofísicos "no-sísmicos" también ha proporcionado pronósticos sobre la actividad eruptiva o ha ayudado a establecerlos. Sin embargo, los métodos "no-sísmicos" de monitoreo geofísico todavía se consideran experimentales, a pesar de haber sido probados y mejorados en volcanes bien estudiados. Los métodos geoquímicos actualmente disponibles para monitoreo no han sido aplicados de manera rutinaria, debido a la variación en los gases o fluídos de diagnóstico monitoreados en un sitio específico o los sitios no siempre reflejan, o no reflejan completamente los cambios geoquímicos a gran escala que ocurren en el sistema volcánico como un todo. Por estas razones, y dado las severas limitaciones de este trabajo, la discusión enfocará en el monitoreo sísmico y de deformación del suelo.

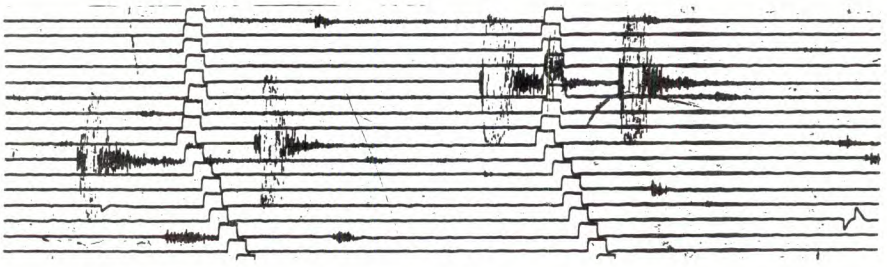


Fig. 4.3. Sismos de tipo A registrados en el volcán Fuego, Guatemala, 1977. (El intervalo de tiempo entre marcas es de un minuto).

Monitoreo Sísmico

En la actualidad el monitoreo sísmico es la modalidad primaria de vigilancia volcánica debido a su sostenido y exitoso uso en la detección del comportamiento volcánico anómalo. Estudios pioneros en el Japón (Omori, 1914) y Hawaii (Wood, 1915) establecieron que el monitoreo sísmico es una herramienta importante para proporcionar avisos tempranos de las erupciones. Uno de los primeros intentos de utilizar el monitoreo sísmico fue durante la violenta erupción del Volcán Sakurajima, Japón, en 1914 (Fig. 4.2). Se registraron los sismos que precedieron a la erupción por medio de un sismógrafo primitivo (en base a los estándares actuales), localizado a 11 km del cráter, y con una amplificación vertical de solamente 10. Los sismógrafos modernos de alta ganancia hubiesen registrado mucho más sismos e indudablemente hubiesen detectado el inicio de la actividad sísmica de baja magnitud bastante antes de la erupción.

La intrusión y movimiento del magma o de los fluídos volcánicos típicamente genera sismos detectables o vibraciones antes de la actividad eruptiva. La meta primaria del monitoreo sísmico es registrar, caracterizar e interpretar tal sismicidad en los pronósticos a corto plazo de las erupciones futuras o de los cambios durante el curso de una erupción. Shimozuru (1972) proporciona el resumen más completo a la fecha de los principios, técnicas y aplicaciones del monitoreo sísmico. Este resumen es revisado aquí, añadiendo algunos ejemplos recientes, refinamientos subsecuentes y nuevos avances en la adquisición de datos, telemetría y análisis.

Sismicidad volcánica

Varios tipos y categorías de eventos volcánicos que están asociados a procesos eruptivos han sido identificados y clasificados en base a sus características rúbricas en el sismograma o a su mecanismo de fuente inferido (p.e. Minakami, 1974; Koyanagi, 1968; Shimozuru et al., 1969; Tokarev, 1981; Schick, 1981; Malone, 1983). Hoy en día, la clasificación de sismos volcánicos generalmente sigue un esquema propuesto por Minakami (1960, 1974), el cual fue desarrollado gracias a la experiencia de muchas erupciones y de cambios observados en los diferentes tipos de eventos asociados con dichas erupciones. En la práctica, los observatorios volcánicos a menudo modifican o expanden la clasificación de Minakami o desarrollan su propia versión, la cual caracteriza mejor los cambios en la sismicidad que precede o que ocurre durante las erupciones de un volcán en particular.

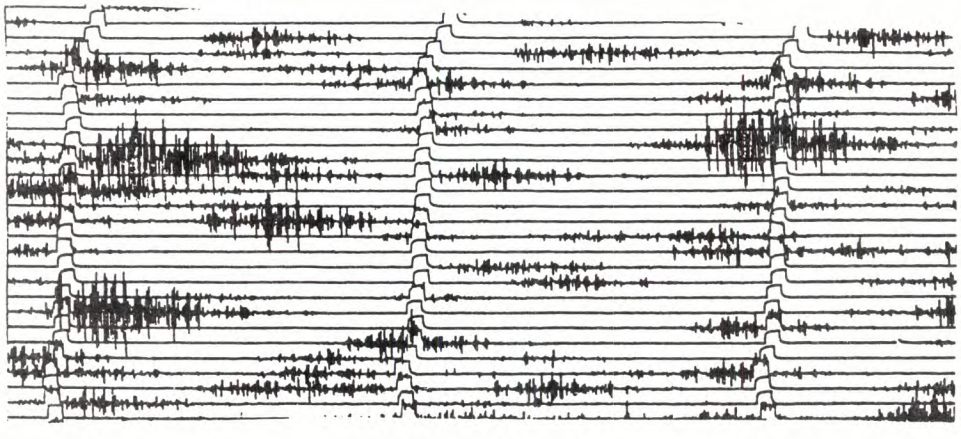


Fig. 4.4. Sismos de tipo B registrados en el volcán Pacaya, Guatemala, 1973. (El intervalo de tiempo entre marcas es de un minuto).

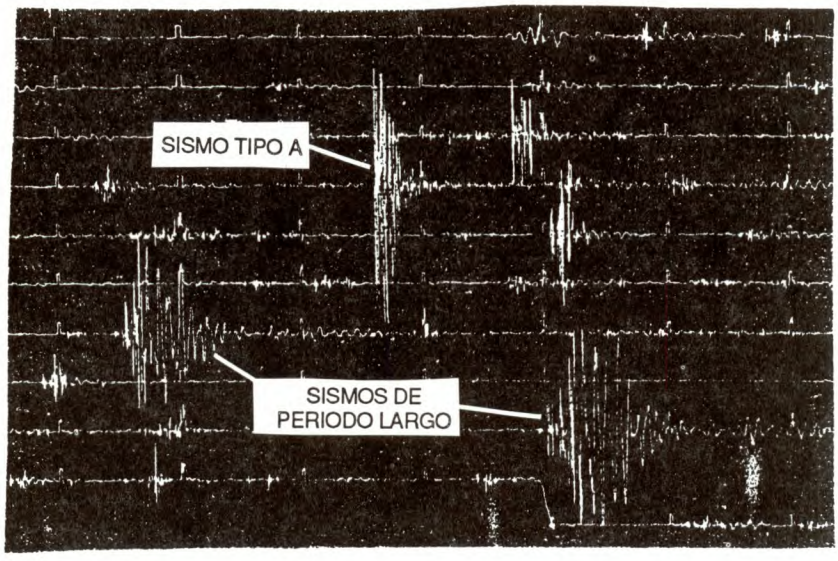


Fig. 4.5. Sismos de período largo comparados con sismos de tipo A, registrados en el Nevado del Ruiz, Colombia, 1988. Los eventos de período largo registrados en este sismograma tienen primeros arribos impulsivos similares a los eventos de tipo A, pero los eventos de codas de período largo están dominados por señales de período largo, comparativamente.

A continuación se dan algunas categorías generales comúnmente utilizadas en clasificar los sismos volcánicos; tal como lo enfatizó Newhall (1984), las categorías de la sismicidad volcánica pueden exhibir gradaciones y traslapes considerables.

Tipo A. Estos sismos generalmente ocurren a profundidades entre 1 y 10 km debajo del volcán y se caracterizan por una rúbrica sísmica de alta frecuencia con fases bien distinguibles de ondas P y S (Fig. 4.3). No se los puede distinguir de sismos de período corto (o tectónicos) causados por fracturamiento de origen no-volcánico de la roca. Se infiere que los sismos de tipo A se generan por el fracturamiento de la roca en respuesta a la intrusión y migración de magma, o a la expansión de fluídos geotérmicos de alta presión.

Tipo B. Los sismos de tipo B generalmente ocurren a profundidades iguales o menores a 1 km, tienen un contenido más bajo de frecuencia que los eventos de tipo A y tienen fases muy emergentes de ondas P y S que son difíciles de distinguir sin ambigüedad (Fig. 4.4). Al igual que los eventos del tipo A, se piensa que éstos se forman por fracturamiento de la roca, pero la diferencia en las características de la rúbrica sísmica parece que refleja efectos del recorrido de las ondas sísmicas de estos focos someros a través de capas heterogéneas de ceniza y lava. A una secuencia de múltiples sismos tipo B que se traslapan se ha dado el nombre de sismos tipo C; éstos son muy comunes durante el crecimiento de domos de lava (Minakami et al., 1951; Minakami, 1960, 1974).

Período largo. Estos sismos tienen rúbricas con una señal de alta frecuencia tipo A al inicio del evento, pero la señal total está dominada por un componente de período largo que puede ser estable e independiente de la magnitud del evento (Fig. 4.5). El modelaje teórico realizado por Chonet (1985, 1988) indica que sismos de período largo, también denominados de baja frecuencia o sismos volcánicos, pueden ser causados por resonancia iniciada por transientes de presión en un conducto o una fractura rellenada con fluído. Las rúbricas de los eventos de período largo son muy similares a las de eventos de tipo B, de manera que ocurrencias previas de eventos de período largo y sus implicaciones en procesos eruptivos puede no haber sido apreciada en su totalidad.

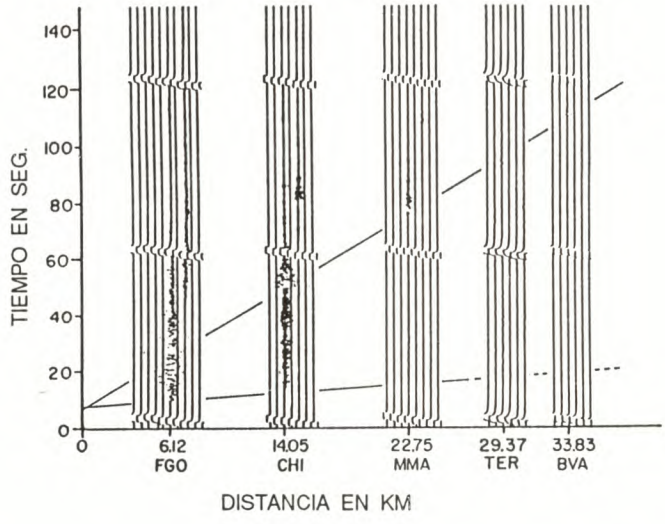


Fig. 4.6. Sismo de explosión, Volcán Fuego, Guatemala, 1974. Las líneas marcan las fases de onda P y de la tardía onda aérea. (Según McNutt & Harlow, 1983).

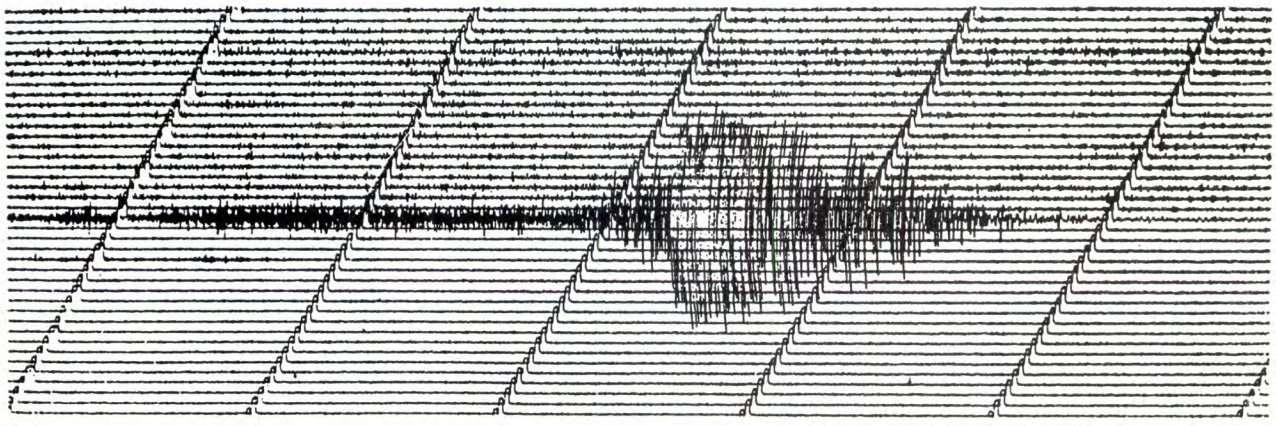


Fig. 4.7. Sismo de explosión precedido por un período de tremor armónico, volcán San Cristóbal, Nicaragua, 1976. Note la relativa quietud sísmica luego de la explosión.



Fig. 4.8. Sismograma del volcán Nevado del Ruiz, Colombia, 1985, mostrando tremor periódico o bandeado más eventos individuales de tipo A y B. El sismograma fue registrado unas seis semanas antes de la erupción catastrófica del 13 de noviembre de 1985.

Sismos de explosiones. Como lo indica su nombre, estos sismos son producidos por explosiones volcánicas durante la actividad eruptiva. Sus rúbricas pueden variar significativamente dependiendo de la fuerza, duración y frecuencia de repetición de las explosiones. El pequeño sismo de explosión mostrado en la Fig. 4.6 fue registrado por una red de sismógrafos cerca del Volcán Fuego, Guatemala, y es interesante debido a la claridad del arribo tardío de la onda sonora en el sismograma. El sismo de explosión de la Fig. 4.7 está precedido por un período de tremor armónico (ver sección siguiente).

Tremor Volcánico. El término "tremor volcánico" se refiere a un tipo de sismicidad volcánica registrado comúnmente en volcanes activos. Está caracterizado por un trazo escencialmente contínuo en el sismograma en contraste con los eventos discretos descritos arriba. El tremor volcánico refleja una vibración contínua del suelo o pequeños sismos muy frecuentes, cuyas ondas se traslapan. En volcanes bien estudiados, el tremor siempre ha sido observado durante erupciones. A veces el tremor precede a una erupción, pero también puede ocurrir sin erupción.

Si el tremor es casi monocromático (es decir, de una misma frecuencia) y tiene una amplitud relativamente constante, se denomina tremor armónico. Si varía significativamente en frecuencia y/o amplitud, el tremor se denomina tremor espasmódico (Ryall & Ryall, 1983). Otro tipo adicional es el tremor periódico o bandeado debido a su registro distintivo en el sismograma. Este tipo inusual de tremor (Fig. 4.8) ha sido observado antes de la erupción freática del Volcán Karkar, Nueva Guinea (McKee et al., 1981), conjuntamente con las erupciones cíclicas del geyser Old Faithful, en el Parque Nacional de Yellowstone, Wyoming - USA (Kieffer, 1984), y antes de una erupción freática del volcán Nevado del Ruiz, Colombia (Gil, 1987; Gil et al., 1987). Estos ejemplos sugieren que el tremor periódico podría ser causado por una actividad somera tipo geyser generada por el calor del magma que se está intruyendo o por los fluídos volcánicos. Aparentemente existen varios mecanismos de generación para producir el tremor volcánico y la naturaleza exacta de estos mecanismos es actualmente el foco de esfuerzos investigativos (p.e. Aki et al., 1977; Aki & Koyanagi, 1981; Fehler, 1983; Chouet, 1985, 1988; Chouet et al., 1987; Koyanagi et al., 1987; Leet, 1988).

Sismogramas y sismicidad precursora

Las clasificaciones de la sismicidad volcánica son fundamentalmente descriptivas y no distinguen entre sismogramas con rúbricas causadas por diferencias en el recorrido de onda y aquellos que reflejan diferentes mecanismos de generación con excepción de casos obvios tales como eventos sísmicos generados por explosiones volcánicas. Malone (1983) ha encontrado evidencia que está en favor tanto de diferentes mecanismos de generación como de diferencias causadas por efectos de recorrido. La investigación actual, sin embargo, está enfocando la identifición de los mecanismos de generación que estarían indicados por los diferentes tipos de sismos en los volcanes. Si los mecanismos de generación pueden ser claramente identificados, entonces sería posible dar un pronóstico más exacto de la actividad eruptiva inminente.

La experiencia indica que el número de sismos volcánicos típicamente se incrementa a medida que el magma se acumula en un reservorio somero. Mientras que un incremento en la tasa de la sismicidad volcánica, tal como la ocurrencia de enjambres sísmicos (el registro de cientos de sismos por día), muchas veces indica intranquilidad del magma dentro del edificio volcánico, esta actividad no necesariamente termina en erupción. Cuando ha ocurrido movimiento de magma sin erupción de material, el evento se denomina una intrusión. Sea para una erupción o para una intrusión, el intervalo de tiempo con actividad precursora puede variar ampliamente de volcán a volcán y de erupción a erupción en el mismo volcán. Algunas erupciones han tenido una sismicidad precursora con un anticipo de un año o más (p.e. volcán Krakatoa, 1883; Volcán Nevado del Ruiz, 1985), pero la mayoría de tiempos de anticipo son desde semanas a meses (p.e. Mount St. Helens, marzo a mayo, 1980). En algunos casos, la sismicidad precursora comienza unos días u horas antes de una erupción (p.e. volcán Krafla, Islandia, 1975-82; la mayoría de erupciones del volcán Kilauea).

Instrumentación, análisis de datos y redes sísmicas

El tipo de instrumentación sísmica, los sistemas de registro y telemetría, y el procesamiento y análisis de los datos, utilizados en volcanes activos, difieren ampliamente dependiendo de los objetivos específicos de los estudios sísmicos. Los sistemas más avanzados utilizan un procesamiento computarizado y en tiempo real de las señales sísmicas recibidas en un centro de acopio de datos centralizado, para determinar la ubicación de los sismos, sus magnitudes y los tiempos de ocurrencia. Bien que estos avanzados sistemas pueden proporcionar una indicación inmediata de la actividad sísmica, sistemas menos costosos y más fáciles de mantener también pueden proporcionar información adecuada para monitorear la actividad y hacer un seguimiento de la misma. Shimozuru (1972) y Lee & Stewart (1981) discuten los principios básicos, los métodos utilizados y las aplicaciones del monitoreo sísmico, incluyendo los diseños de redes sísmicas y de la instrumentación. En esta sección presentamos a continuación una breve discusión de los elementos escenciales del monitoreo sísmico en volcanes, expandiendo el resumen presentado por Newhall (1984).

Instrumentación y análisis de datos. Casi todos los observatorios vulcanológicos utilizan sismómetros electromagnéticos, los cuales convierten las sacudidas del suelo en voltajes eléctricos cambiantes. En la Fig. 4.9 se presentan los componentes principales de los modernos sistemas instrumentales en uso hoy en día. El paquete de campo consiste de un sismómetro, amplificador, amplificador controlado por voltaje y una interface de telemetría. Los sismómetros son generalmente electromagnéticos y traducen los movimientos del terreno en corrientes eléctricas, las cuales son amplificadas y convertidas en una señal de frecuencia modulada (FM) por un oscilador controlado por voltaje (OCV). Las señales sísmicas pueden ser registradas en el sitio o transmitidas vía cable, radio o telemetría satelitaria a un centro de acopio de datos para ser procesados sea en forma digital o analógica. Los sismómetros

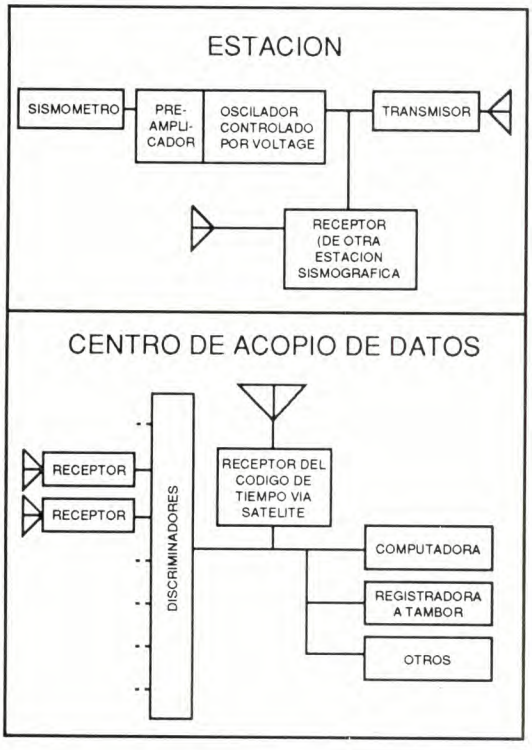


Fig. 4.9. Diagrama de los componentes básicos de una red telemétrica de radio para monitoreo sísmico. La energía necesaria para la estación de campo generalmente la proporciona una batería, la cual se mantiene cargada por medio de un panel solar.

utilizados para registrar sismos volcánicos y tremor deberían tener una frecuencia pico de respuesta cercana a 1 Hz y una pasabanda ancha.

Las señales analógicas de los sismómetros comúnmente se registran en sismógrafos utilizando papel ahumado u otro tipo de papel de registro (p.e. papel fotográfico o papel sensible al calor o a la presión); también pueden ser registrados en sistemas de película fotográfica (p.e. Develocorder). El registro analógico permite mostrar inmediatamente la sacudida del suelo, haciendo posible un monitoreo cualitativo y visual de la sismicidad conforme ésta ocurre. El registro de señales analógicas se lo lleva a cabo generalmente en un registro de tambor y su procesamiento solamente requiere de equipo electrónico y experiencia básicos. El procesamiento cuantitativo de los datos, sin embargo, toma uno o más días luego del registro, a no ser que los registros sean cambiados más frecuentemente. Los tiempos de arribo y otros parámetros de los datos sísmicos analógicos tienen que ser determinados ("leídos") manualmente, y los resultados son entonces utilizados para estimar la ubicación, profundidad y magnitud, en base a un modelo de velocidades sísmicas conocido o supuesto. En el pasado, tales determinaciones requerían de cálculos manuales tediosos o de soluciones gráficas. Ahora, los datos sísmicos pueden ser analizados rápida y rutinariamente por medio de programas de computadora; un programa comúnmente utilizado es el HYPOINVERSE (Klein, 1978) pero existen muchos otros.

Si las señales analógicas son digitalizadas en el centro de acopio de datos, éstos pueden ser grabados en sistemas de cinta magnética. Tales datos pueden ser "leídos" más tarde precisa y fácilmente por medio de una computadora. La instrumentación más avanzada transmite señales digitalizadas directamente desde el sismómetro y dicho registro digital puede ser transmitido a grandes distancias con menos interferencia de radio. Adicionalmente, las señales digitales proporcionan una amplia respuesta en frecuencia y en amplitud, lo cual más tarde facilita el análisis computarizado, y la investigación, de los datos. Hoy en día, en observatorios bien establecidos, los datos sísmicos digitales son suministrados directamente a las computadoras para una ubicación cuantitativa de los hipocentros, determinación de magnitudes y análisis preliminar de frecuencias y modelos de frecuencias. Los eventos sísmicos más grandes pueden ser localizados automáticamente por estos sistemas de "Real Time Processing" - RTP (o procesamiento de tiempo real) por ejemplo, de Hill, 1984. Sin embargo, la sismometría digital, comparada con la sismometría analógica, requiere de una instrumentación más complicada (y costosa) y de un nivel más elevado de conocimiento y experiencia en electrónica para el mantenimiento del equipo.

En el pasado, el análisis de datos basado en computadores interconectados que podían proporcionar rápidamente información en una situación de crisis, dependían de computadores que eran muy costosos y difíciles de operar sin un soporte tecnológico de alto nivel. Sus costos y dificultad de operación impidieron por anticipado el uso de sistemas computarizados en la mayoría de los volcanes del mundo. Aprovechando la amplia disponibilidad y costos relativamente bajos de los computadores personales modernos, el Servicio Geológico de los USA ha desarrollado recientemente un sistema de almacenamiento y análisis de datos sísmicos basado en computadores personales para redes sísmicas de hasta 16 estaciones. Sistemas de este tipo pueden ser implementados y mantenidos a modestos costos y experiencia. Prometen una capacidad fácilmente transportable para analizar datos sísmicos provenientes de pequeñas redes sísmicas de manera oportuna. La Fig. 4.10 es una impresión de la pantalla del monitor de un sistema basado en CP y muestra un ejemplo de un sismo registrado. Valdés (1988) ha compilado para el sistema un paquete de análisis de datos para medir rápidamente los parámetros de los eventos sísmicos individuales tales como el tiempo de arribo, longitud de coda y contenido espectral (Fig. 4.10). Estos sistemas versátiles y portátiles basados en computadoras personales permiten una rápida instalación al iniciar o aumentar el monitoreo sísmico de un volcán que muestra señales de intranquilidad.

Redes sísmicas. Para localizar con precisión los sismos (incluyendo la profundidad), una red sísmica en un volcán debería tener por lo menos 4, y preferiblemente 6 o más, estaciones dentro de un radio de 1 a 15 km de los centros de emisión, calibrados en tiempo dentro de 0.05 segundos de una a

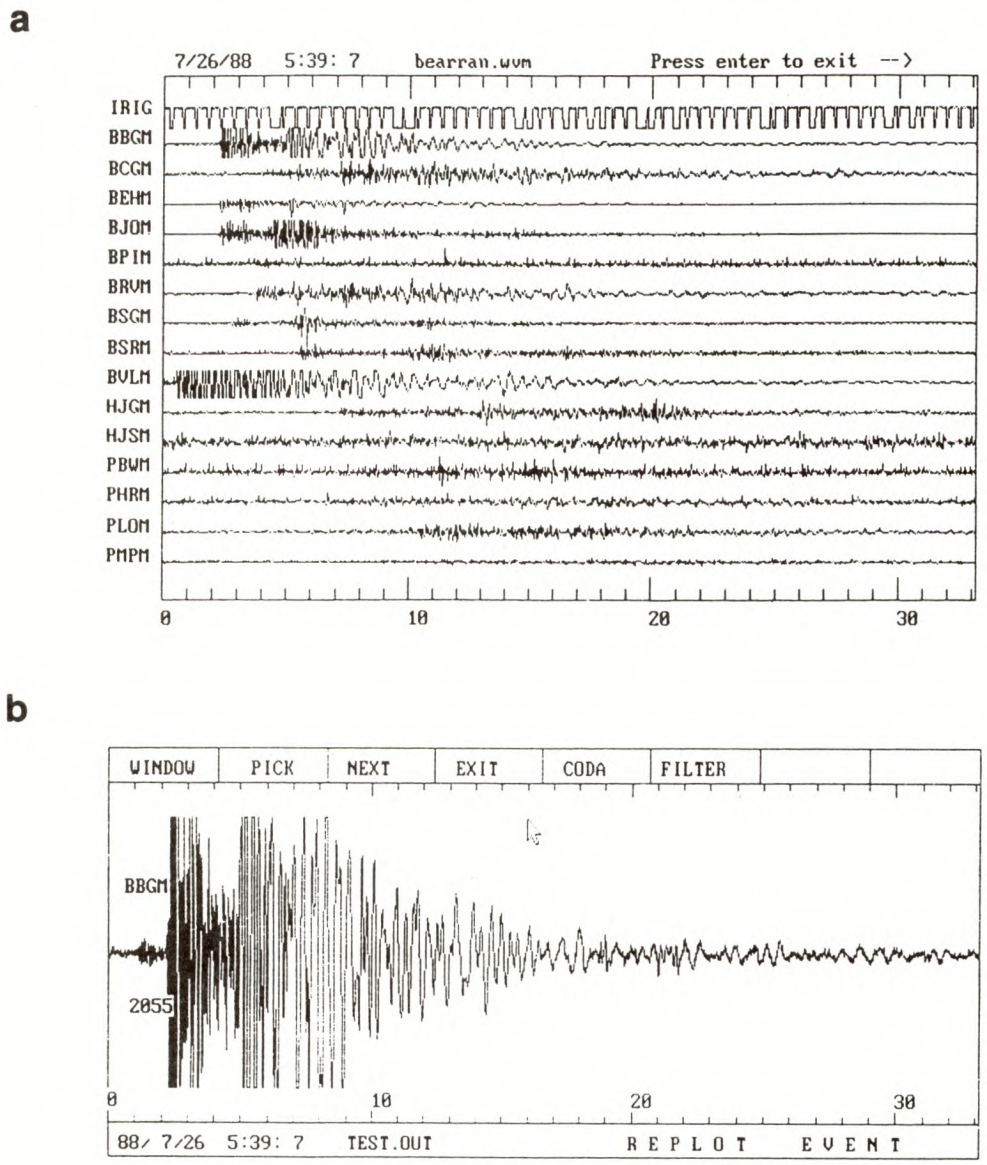


Fig. 4.10. Pantalla de monitor de un sistema de monitoreo sísmico basado en una computadora personal (PC). a. Vista de la pantalla mostrando un sismo local registrado por una red de 15 estaciones (el trazo hacia el tope es el código IRIG del tiempo). b. Vista de la pantalla mostrando el trazo simple de un solo sismo del programa de análisis de datos, el cual permite la selección de varios parámetros de estudio (por ejemplo: arribos de fase, longitud de coda, espectro de frecuencia).

otra. Por lo menos una estación debería estar ubicada lo más cerca posible al centro de actividad, de tal manera que puedan ser registrados los sismos pequeños, explosiones y tremores de bajo nivel. En algunos casos, las características relativas de la señal en cada una de las estaciones sísmicas, si están ubicadas estratégicamente, pueden indicar el inicio y el avance de flujos de lodo volcánicos.

Las estaciones sísmicas más distantes dentro de una red sísmica son utlizadas para localizar el origen de las señales sísmicas (el hipocentro) y para proporcionar información sobre la atenuación de las señales sísmicas con la distancia, lo cual podría ser un posible indicador del potencial eruptivo del volcán. Para obtener mejores parámetros y ubicaciones del sismo, unas pocas estaciones deberían registrar todos los tres componentes del movimiento - uno vertical y dos horizontales. Algunas pautas útiles para el establecimiento de contingencias de redes sísmicas para optimizar la localización de sismos están dadas por Sato & Skoko (1965), Peters & Crosson (1972), y Uhrhammer (1980).

Un excelente resumen sobre características instrumentales y sobre los principios del cálculo de hipocentros está dado en Lee & Stewart (1981).

Con el objeto de permitirnos una comparación de la liberación de energía sísmica entre los diferentes volcanes es necesario calibrar la red sísmica registrando sismos de magnitud conocida o registrando explosiones artificiales de carga y eficiencia conocidas. Esto puede ser obtenido de una de dos maneras: 1) utilización de un sismómtero portátil con características de respuesta conocidas, o uno que ha sido ya calibrado en alguna otra parte, dentro de la región de la red sísmica, por un período de tiempo de varias semanas hasta algunos meses, o 2) utilización de un sismómetro con "electrónica estándar", cuyas características permiten calcular las magnitudes sísmicas equivalentes de Wood-Anderson. En cualquier caso, la calibración debe ser verificada comparando las magnitudes de sismos determinadas con la red sísmica, con aquellas determinadas con la red sísmica mundial (Worldwide Seismic Network - WWSN) o con el registro óptico estándar de Wood-Anderson (Konayagi et al., 1977,1978). Una vez que la red ha sido calibrada, las magnitudes de los sismos siguientes pueden ser determinadas aproximadamente a partir de la duración de la señal, es decir, de las longitudes de coda (Tsumura, 1967; Lee et al., 1972; Herrmann, 1975). Yokoyama (1988) proporciona una comparación cuantitativa de la liberación de energía sísmica asociada con algunas erupciones recientes.

Usos de los datos sísmicos en el monitoreo volcánico

El patrón de sismicidad volcánica que precede y acompaña a las erupciones puede ser altamente específico para un volcán individual. De esta manera, la pregunta de cuáles parámetros sísmicos podrían ser los más diagnósticos en el pronóstico de la erupción, solamente puede ser contestada en base a la experiencia en monitoreo y a la actividad eruptiva del volcán en estudio. Sin embargo, sería útil revisar brevemente algunos de los métodos comúnmente utilizados en el análisis de datos sísmicos. Inherente a todos estos métodos está la premisa básica que las variaciones espacio-temporales en la naturaleza, vigor y localización de la sismicidad volcánica proporciona las pautas de un posible comportamiento futuro del volcán.

Liberación de Energía. En general, mientras más alta sea la liberación de energía sísmica, más probable es la ocurrencia de una erupción o de una intrusión. La expresión más simple de la liberación de energía es el número total de sismos (de todos los tipos) o tremores volcánicos que ocurren en una unidad dada de tiempo. Si lo permite la calidad de los datos, tales análisis deberían también ser realizados de acuerdo al tipo de sismicidad o tremor (tipo A, tipo B, período largo, tremor armónico, cumbre vs. flancos, etc.).

Sin embargo, una estimación más exacta de la liberación de energía se obtiene considerando tanto las magnitudes como el número de eventos sísmicos. Dado que la escala de magnitud de los sismos es exponencial, la liberación de energía de muchos eventos de pequeña magnitud puede ser substancialmente menor que aquella de unos pocos sismos de magnitud mayor. Por ejemplo, si todos los demás factores permanecen iguales, la

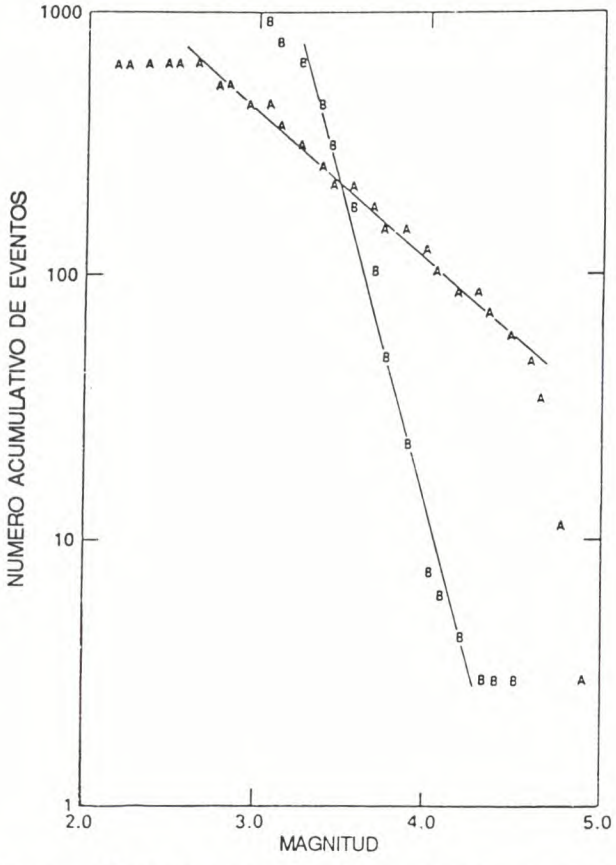


Fig. 4.11. Gráfico mostrando la frecuencia de ocurrencia y las magnitudes de los sismos en el Mount St. Helens, desde el 20 de marzo hasta el 18 de mayo de 1980. El valor de **b** para los sismos de alta frecuencia (A) es 0.6 y para los sismos de baja frecuencia (B) es 2.8 (ver texto). (Tomado de Endo et al., 1981, Fig. 58).

energía liberada por mil sismos de magnitud 1 es igual a aquella liberada por un solo sismo de magnitud 4.

Migración de la Sismicidad. Mientras que el monitoreo de la liberación de energía sísmica porporciona información importante sobre cuándo podría ocurrir la erupción o intrusión, los estudios de la sismicidad volcánica en tiempo y en espacio también pueden proporcionar pistas respecto a dónde sería probable que ocurra la erupción. Por ejemplo, los mapas (vista en planta) de los epicentros sísmicos para diferentes períodos de tiempo pueden indicar una migración lateral de magma desde el reservorio de la cima a otra parte del volcán antes de una erupción o intrusión. Perfiles de hipocentros sísmicos para períodos de tiempo sucesivos podrían mostrar la migración ascendente de la sismicidad - una situación que generalmente incrementa el potencial para una erupción. Ejemplos específicos de cómo estudios sobre la migración de la simicidad en espacio y tiempo pueden ser utilizados para inferir procesos activos en un sistema volcánico están bien documentados por Klein et al. (1987) para el Volcán Kilauea. Este estudio comprensivo de la sismicidad del Kilauea para el período 1960-1963 ilustra gráficamente que no solamente se pueden definir las rutas y tasas

de migración de magma, sino también la localización de posibles barreras a la migración y reservorios magmáticos secundarios adicionales al reservorio cimero.

Relaciones entre los tipos de sismicidad. El renombrado sismólogo C.F. Richter (1958) notó una relación empírica entre la magnitud de un sismo y la frecuencia de su ocurrencia:

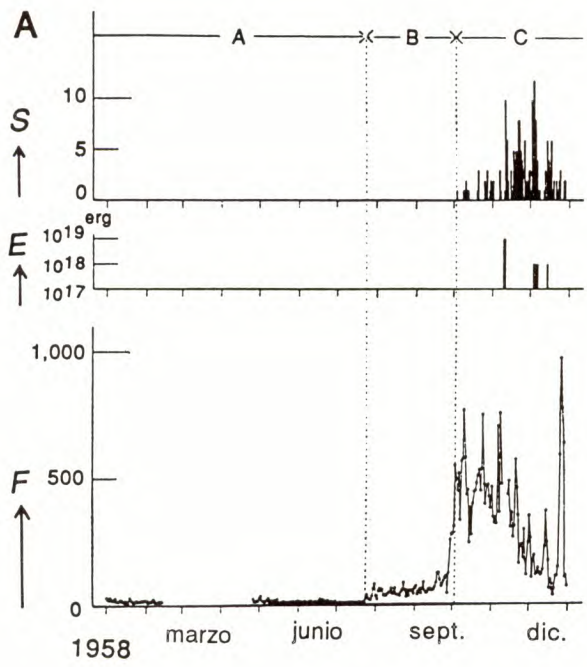
$$\text{Log } N = A - bM$$

donde N es el número de eventos de magnitud igual o mayor a M, y A es una constante. La pendiente de esta ecuación--comúnmente llamada "valor **b**"—difiere con el contenido de frecuencia de los sismos. Valores **b** en los rangos de 0.6 a 1.5 se observan comúnmente en sismos de tipo tectónico o de alta frecuencia (incluyendo los de tipo A), mientras que valores mayores a 1.5 están comúnmente asociados con sismos volcánicos o de baja frecuencia, tales como los de tipo B o de período largo (Minakami, 1974). La Fig. 4.11 da un ejemplo de los valores **b** observados en el Mount St. Helens para sismos de alta y baja frecuencia.

Ciertas relaciones entre los varios tipos de sismicidad volcánica han sido observados repetidamente en algunos volcanes bien estudiados. Por ejemplo, en el volcán Kilauea, los sismos de tipo A (tectónicos) típicamente se incrementan antes de la erupción o intrusión, pero decrecen abruptamente y cesan una vez que inicia la actividad. Durante la actividad, la sismicidad está dominada por sismos de tipo B y de período largo, generalmente acompañada por tremor armónico. La simple graficación del conteo diario de sismos de tipo B en el Volcán Asama, Japón, fue utilizada por Minakami (1960, 1974) para desarrollar una fórmula empírica de probabilidad para pronosticar erupciones, basada en el número de eventos que ocurrieron durante los cinco días previos (Fig. 4.12).

El graficar las relaciones de los diferentes tipos de sismos volcánicos puede proporcionar información útil. Un ejemplo de este método es el gráfico de la relación del número de sismos de tipo B a los de tipo A en función del tiempo, antes de la erupción de 1943-1945 del volcán Usu, Japón (Fig. 4.13). Al aproximarse la erupción, la relación mostró un incremento, indicando que un porcentaje más alto de eventos estaba ocurriendo a profundidades más someras. Similares cambios en esta relación han sido reportados en otras partes (Minakami, 1960, 1974; Malone, 1983), sugiriendo que esta simple técnica de análisis, o variantes de ésta, podrían ser aplicadas con éxito en otros volcanes.

Otro método de análisis de datos sísmicos es combinar la información dada por las frecuencias y magnitudes de sismos volcánicos, graficando la liberación acumulativa de energía sísmica en función del tiempo. En un gráfico de energía sísmica versus tiempo para una serie de erupciones del volcán Bezymianni (Tokarev, 1963), la pendiente de la curva crece exponencialmente conforme se acerca la erupción (Fig. 4.14). Este modelo recurrente permitió pronósticos bastante exactos de los inicios de la erupción con un anticipo de pocos días. En contraste a lo anterior, Shimozuru (1972) observa que la tasa de liberación de energía sísmica decrece poco antes de las erupciones en otros volcanes. Así, las diferencias en los



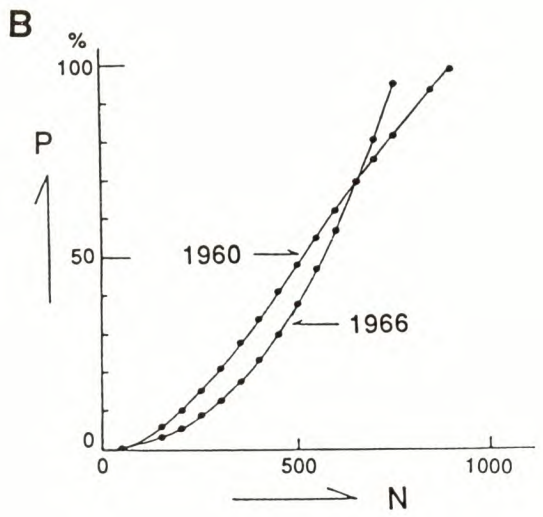


Fig. 4.12. **A.** Sismos de tipo B y su relación con erupciones explosivas en el volcán Asama, Japón: A = etapa de quietud; B = etapa prevolcánica o pre-eruptiva; C = etapa de erupciones explosivas; S = frecuencia diaria de erupciones; E = erupciones con una energía cinética mayor a 10^{18} ergios; F = frecuencia diaria de sismos tipo B. **B.** Probabilidades empíricas de una erupción en el volcán Asama basadas en frecuencias a cada cinco días de sismos tipo B, las cuales fueron deducidas en 1960 y en 1966. P = la probabilidad de erupción en los próximos cinco días (según Minakami, 1960, 1974).

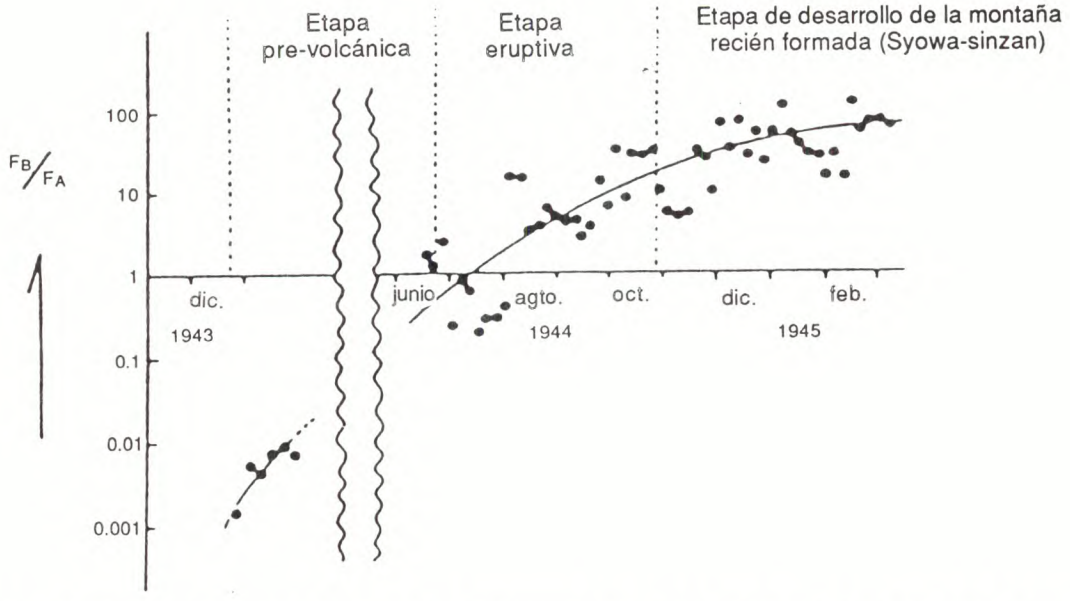


Fig. 4.13. Relación cambiante de sismos tipo B a sismos tipo A, volcán Usu, 1943-45 (según Minakami et al., 1951; Minakami, 1974).

modelos de sismicidad premonitoria indican que se necesita una gran prudencia en la formulación de pronósticos de erupciones en volcanes donde no existe una experiencia previa. Tampoco hay garantía alguna que el mismo modelo de actividad sísmica se repetirá necesariamente en la siguiente erupción de un volcán particular.

El graficar conjuntamente varios parámetros sísmicos es un monitoreo importante en volcanes activos. La Fig. 4.15 es la graficación de los parámetros sísmicos de la actividad sísmica que precedió la erupción cataclísmica del Mount St. Helens el 18 de mayo de 1980. En este ejemplo (Endo et al., 1981) la frecuencia diaria de sismos declinó antes de la erupción, pero la tasa de liberación de energía se mantuvo relativamente constante exceptuando una tasa de liberación rápida durante las dos primeras semanas de actividad (freática), ver Fig. 4.15. Como se discute en el CAPITULO 5, no hubo indicadores distintivos—a pesar del intenso monitoreo sísmico y de deformación del suelo—de la erupción magmática culminante del 18 de mayo.

Estrategias para el monitoreo sísmico

Un monitoreo sísmico idóneo requiere de recursos substanciales en equipo y en personal entrenado para el mantenimiento de las redes sísmicas y el análisis e interpretación de los datos. Debido a lo limitado de los recursos económicos y científicos, especialmente en los países en vías de desarrollo, es imposible llevar a cabo un monitoreo sísmico detallado en todos los volcanes activos o potencialmente activos. Por necesidad, el nivel de esfuerzo para el monitoreo sísmico en cada volcán debe ser proporcional al nivel de riesgo que presenta cada uno. Desafortunadamente, se desconoce la mayoría de los peligros y de los riesgos en muchos volcanes, y algunos de los volcanes más peligrosos son los menos estudiados y entendidos (CAPITULOS 1 y 6).

Monitoreo contínuo. La clave para una detección temprana del inicio de un comportamiento anormal precursor de una posible actividad eruptiva, o de cambios significativos en la actividad cuando está ya en marcha la erupción, es el análisis e interpretación inmediatos de los datos tanto sísmicos como de otros métodos de monitoreo volcánico. Para que un monitoreo sísmico sea de plena utilidad, la red debe tener un adecuado número de estaciones para registrar los datos necesarios para la determinación exacta del epicentro, profundidad y magnitud del sismo. Idealmente, los datos sísmicos deberían ser recibidos en forma contínua, registrados en un centro de acopio de datos y analizados e interpretados, a lo mucho, dentro de unas pocas horas de la ocurrencia de un sismo. Sin embargo, si los recursos económicos y científicos son insuficientes para instalar y mantener una red sísmica de muchas estaciones conectadas por telemetría, se debería canalizar los esfuerzos hacia algún tipo de monitoreo contínuo. Un operador cuidadoso y experimentado, utilizando hasta una sola estación sísmica, puede obtener información notablemente útil sobre la sismicidad volcánica, tal como el conteo diario de los varios tipos de eventos sísmicos, un estimado de las magnitudes de los sismos y, por lo tanto, su liberación de energía, y una medida del tiempo de retraso en el arribo de las ondas P y S, la cual puede ser utilizada para determinar la distancia a la fuente.

El monitoreo con redes sísmicas menos que adecuadas. Hoy en día, solamente unos pocos volcanes (mayormente en países desarrollados) están vigilados o monitoreados por redes sísmicas que permiten una localización y caracterización precisas de la

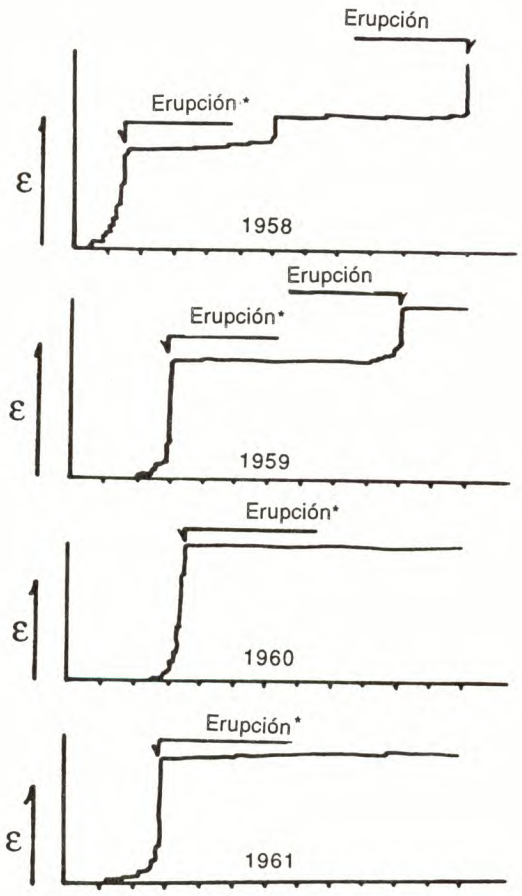


Fig. 4.14. Descarga acumulativa de energía sísmica en función del tiempo para el volcán Bezymianny, Kamchatka 1958-1961, y tiempos de las erupciones (según Tokarev, 1963).

sismicidad volcánica. La mayoría de los volcanes son vigilados por redes menos que adecuadas, con un número de estaciones sísmicas menor al requerido, o carecen del todo de una vigilancia sísmica. Cuando se usan redes sísmicas de monitoreo menos que adecuadas, los vulcanólogos deberían tener en cuenta algunos problemas comunes que se presentan:

- *Demasiado pocas estaciones.* En esta situación, muchos sismos de pequeña magnitud son mal ubicados o no se los puede ubicar, el paso de flujos de lodo importantes podría no detectarse, y eventos de origen tectónico tienen la probabilidad de ser confundidos con sismicidad volcánica.
- *Configuraciones no balanceadas de estaciones.* Redes sísmicas cuyas estaciones están localizadas muy cerca entre sí o que favorecen a un lado del volcán pueden producir información pobre o que causa confusión. Como un ejemplo, este problema es la plaga de las configuraciones "tripartitas", en las cuales tres estaciones sísmicas están localizadas a una distancia aproximada de un kilómetro entre sí y en un solo lado del volcán. Tal como lo puntualizaron Ward y Gregerson (1973), es difícil obtener epicentros exactos con los datos de tales redes, debido a que estaciones muy cercanas entre sí: 1) proporcionan una resolución relativamente pobre de las señales sísmicas, creando una falsa impresión de epicentros ampliamente dispersos; y 2) no pueden "enfocar" los epicentros correctos, lo cual a veces resulta en una aparente concentración de epicentros en el lado cercano o lejano de la cima del volcán si se supone un modelo incorrecto para las velocidades sísmicas.
- *Pobre control del tiempo en las estaciones.* Este problema es particularmente común en estaciones que no están ligadas por telemetría a un centro de acopio de datos. Un error en el control del tiempo tiene el mismo efecto que el asumir un modelo incorrecto para las velocidades sísmicas, creando de esta manera una propensión sistemática hacia uno u otro lado de la cima del volcán en la localización de los eventos sísmicos. El control de tiempo en una nueva red sísmica debería estar calibrado por medio de explosiones artificiales en sitios conocidos (p.e. explosiones en canteras o frentes de construcción de carreteras, o explosiones detonadas específicamente con propósitos de calibración).
- *Pobre selección del modelo de velocidades sísmicas.* Un modelo de velocidades sísmicas solamente ha sido determinado para algunos de los volcanes del mundo. Así, en muchos casos, es necesario suponer un modelo plausible haciendo una comparación con un volcán bien conocido y que se piensa es similar. Una selección mediocre del modelo supuesto puede resultar en un error y predisposición significativos en la localización de los hipocentros.

Monitoreo Periódico. Bajo circunstancias que hacen imposible un monitoreo sísmico contínuo, el monitoreo periódico se ha llevado a cabo en algunos volcanes por medio de levantamientos sísmicos repetitivos utilizando equipo portátil y registro in situ. Tales levantamientos típicamente involucran la obtención de datos en el volcán durante un período de algunas semanas hasta meses. Comúnmente tales levantamientos se realizan a intervalos regularmente programados, usualmente en la misma época del año para minimizar cualquier variación estacional en el comportamiento volcánico. Para reconocer posibles efectos estacionales se recomienda un año de monitoreo contínuo en un volcán antes de cambiar a una modalidad periódica en el monitoreo. Haciéndolo así, cualquier incremento en la sismicidad que está controlado por causas estacionales no sería mal interpretado durante algún estudio futuro de corta duración realizado en la época "equivocada".

El monitoreo periódico proporciona alguna información sobre la sismicidad volcánica durante el corto tiempo de cobertura del estudio, pero esta información acerca del nivel de sismicidad podría no ser representativa de la actividad a largo plazo del volcán. Un defecto serio y potencialmente peligroso del

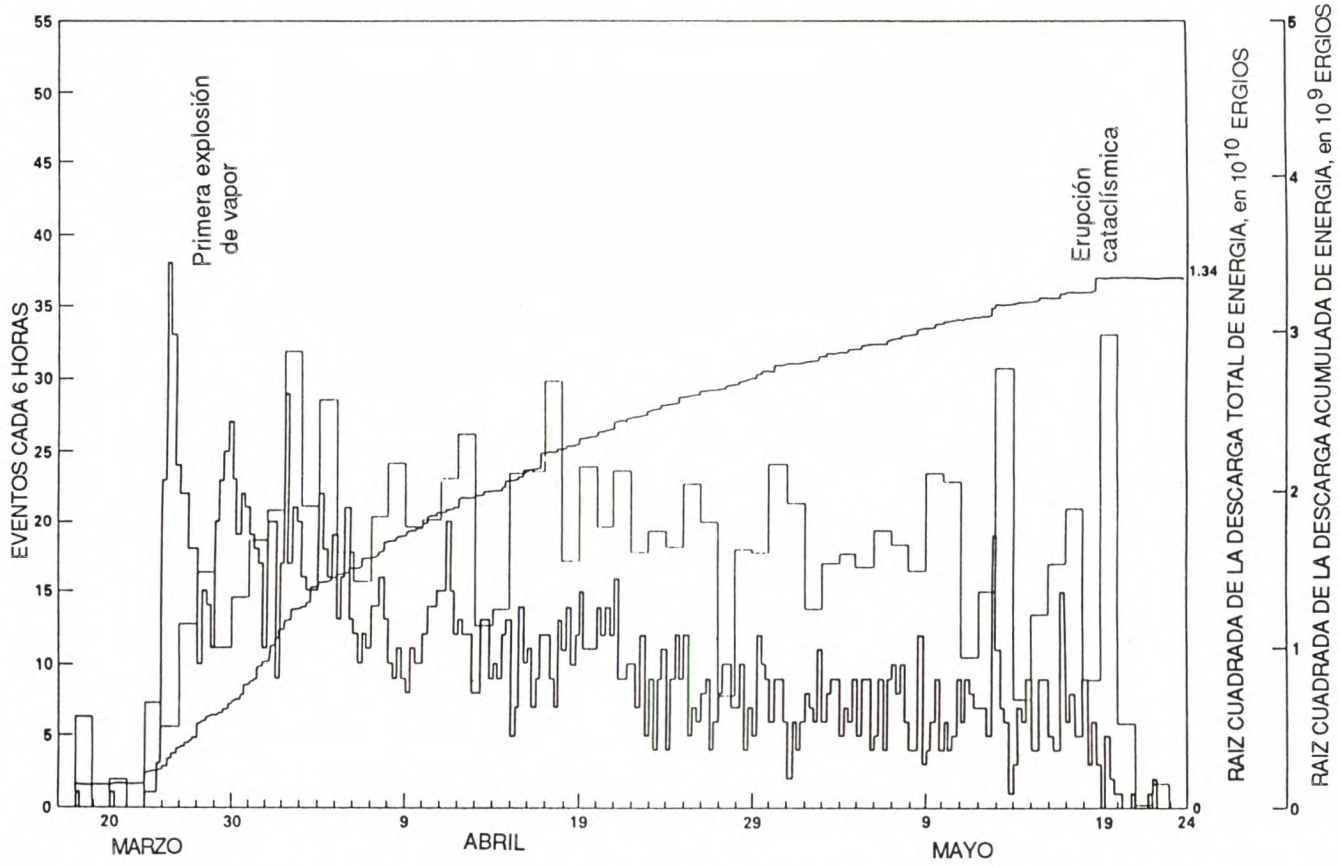


Fig. 4.15. Conteo de sismos de magnitudes mayores a M=2.5 (histograma sombreado); descarga diaria de energía sísmica (histograma claro); y raíz cuadrada de la descarga acumulada de energía sísmica (línea en gradas curva); del 20 de marzo al 24 de mayo de 1980 (GMT) en el volcán Mt. St. Helens. La frecuencia de sismos fue máxima el 26 de marzo, pero la descarga de energía no llegó a su máximo sino hasta el 2 de abril, reflejando así la ocurrencia de sismos de importancia después del 27 de marzo. La descarga de energía disminuyó más lentamente que el número de sismos por día, reflejando otra vez la ocurrencia de grandes sismos más tarde en la secuencia (tomado de Endo et al., 1981, Fig. 54).

monitoreo periódico es que puede pasar completamente por alto el inicio y el aumento de la sismicidad precursora a una erupción, proporcionando de esta manera la impresión equivocada de un volcán aparentemente tranquilo. Esta impresión a su vez podría contribuir a la falsa sensación de complacencia o de seguridad no justificada en la población circundante.

Aceptando la premisa de que cualquier monitoreo de un volcán es mejor que ninguno, entonces el monitoreo sísmico periódico, a pesar de todo, puede jugar un papel útil hasta que se establezca un sistema de monitoreo contínuo como parte de un observatorio vulcanológico "mínimamente adecuado" (Tilling, 1982). Si los datos de estudios sísmicos periódicos repetitivos se interpretan apropiadamente, éstos pueden ayudar en la selección de los sitios para una o más estaciones sísmicas de registro contínuo y proporcionar información de fondo para aquellas partes del volcán que no están cubiertas por una red permanente. El monitoreo periódico puede complementar o suplementar, pero no suplantar, al sistema de monitoreo continuo.

Monitoreo de la deformación del suelo

Es conocido desde hace mucho tiempo que la deformación visible de la superficie acompaña, y a veces precede, a las erupciones. Algunos ejemplos históricos incluyen: el hinchamiento de un campo de labranza (p.e. de un campesino en Paricutín, México [Gonzáles-Reyna y Foshag, 1947]; fluctuaciones a gran escala del nivel del mar (p.e. Campi Flegrei, Italia [Parascandola, 1947; Corrado et al., 1977]; y Volcán Sakurajima, Japón [Kubotera & Yoshikawa, 1963]); y cambios en el perfil del volcán (p.e. Usu, Japón [Yokoyama et al., 1981]). Sin embargo, tales cambios solamente fueron notados cuando eran dramáticos. Recién en el siglo 20, se comenzaron a realizar mediciones instrumentales de la deformación del suelo (Fig. 4.1) que no era detectable por observación visual.

Los métodos más comunes para el monitoreo de la deformación del suelo han sido adaptados mayormente de

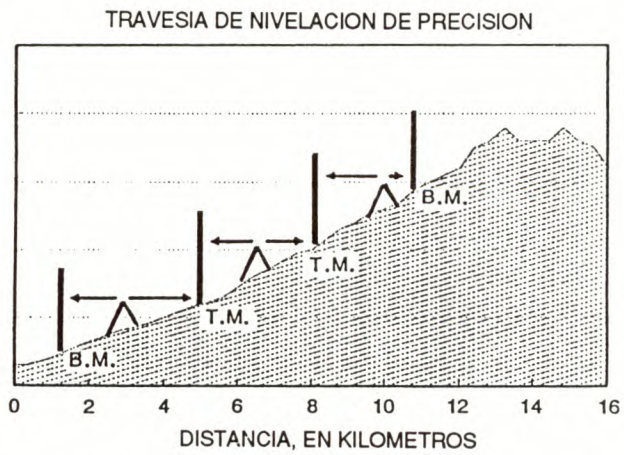


Fig. 4.16. Gráfico ilustrativo de las mediciones básicas de cambios de elevación en hitos de nivelación de alta precisión.

equipos y técnicas empleados en levantamientos topográficos y geodesia. Muchos métodos son capaces de detectar un movimiento en la corteza de unas pocas partes por millón (ppm) o menos, a pesar de que los desplazamientos del suelo en algunos volcanes puede ser mayor en órdenes de magnitud. Los métodos geodésicos aplicados al estudio de volcanes activos han sido ampliamente discutidos (p.e. Decker & Kinoshita, 1972; Kinoshita et al, 1974; y Newhall, 1984); por lo tanto, aquí sólo se presentará un breve resumen de los mismos.

Desplazamientos Verticales

Cambios medibles en el desplazamiento vertical de hitos de nivelación u otras señales de referencia a causa de terremotos y actividad volcánica han sido reconocidos desde hace mucho tiempo. Por ejemplo, en el volcán Sakurajima, se determinaron grandes desplazamientos tanto verticales como horizontales asociados a la erupción de 1914, por medio de datos de triangulación (Imamura, 1930). Sin embargo, las mediciones de triangulación sólo pueden detectar cambios a gran escala. Para la mayoría de los objetivos de monitoreo volcánico, los movimientos verticales pueden ser medidos con precisión mediante las técnicas descritas a continuación.

Nivelación de Precisión. La técnica de monitoreo volcánico más ampliamente utilizada para medir desplazamientos verticales es una técnica convencional de levantamiento topográfico llamada nivelación de precisión, en la cual se relaciona los cambios de elevación en los hitos a alguna base arbitraria, generalmente referida al nivel del mar o a un hito de nivelación distante (Fig. 4.16). Bien que esta técnica no es nueva, ésta tiene el mejor límite de detección de cambios en elevación. Los desplazamientos verticales medidos en grandes centros volcánicos típicamente están en el orden de los diez centímetros a unos pocos metros por kilómetro, pero solamente de unos pocos centímetros por kilómetro en los estratovolcanes más pequeños. Los principios generales y la instrumentación utilizados en la nivelación de precisión son bien conocidos y están descritos en textos de geodesía y topografía (p.e., Bomford, 1980);

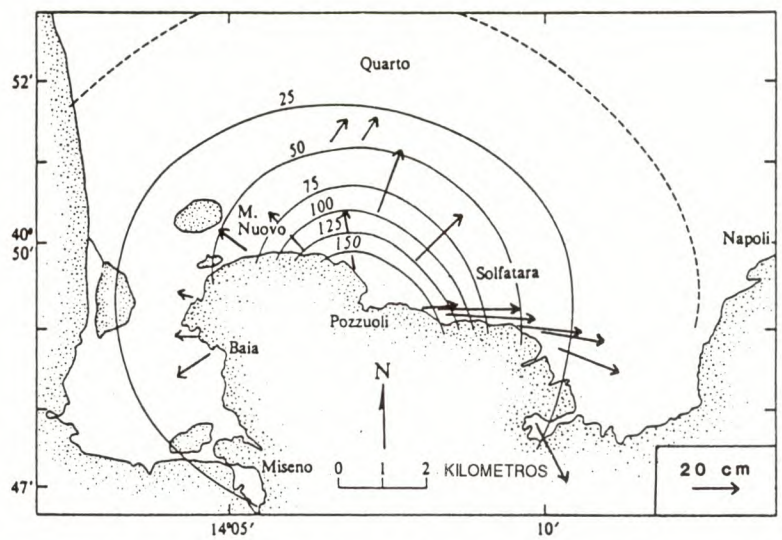


Fig. 4.17. Líneas de contorno de levantamiento (en centímetros) determinadas por medio de nivelaciones de alta precisión, para el período de enero de 1982 hasta enero de 1985 en la caldera de Campi Flegrei, al occidente de Nápoles, Italia (tomado de Decker, 1986, Fig. 10). Las flechas son vectores de desplazamiento horizontal (en centímetros) determinados con mediciones de distanciómetro (EDM), para el período de 1980-1983 (tomado de Berrino et al.,1984, Fig. 12). Tanto el desplazamiento vertical como el horizontal definen una zona de deformación máxima (es decir el centro de inflación o hinchamiento) localizado en la ciudad costera de Pozzuoli.

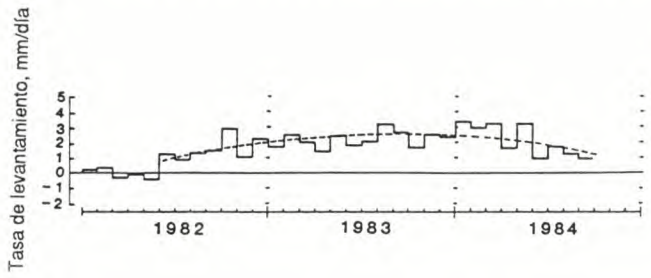


Fig. 4.18. Un ejemplo de cómo utilizar los cambios en el nivel del agua como un indicador del desplazamiento vertical. La tasa de hinchamiento en la caldera de Campi Flegrei está bien demostrada por el registro contínuo del mareógrafo del Puerto de Pozzuoli (tomado de Berrino et al., 1984, Fig. 7).

aplicaciones específicas representativas de la técnica en el monitoreo volcánico están dadas en Berrino et al. (1984) y por Kinoshita y otros (Fiske & Kinoshita, 1969; Decker y Kinoshita, 1972; y Kinoshita et al., 1974).

Idealmente, una red de nivelación debería incluir algunas líneas radiales desde la cumbre del volcán y otras circunferenciales alrededor de la misma; en algunos volcanes también podrían requerirse líneas a través de zonas activas de fracturas. En la práctica, sin embargo, la mayoría de las redes utilizan los caminos y senderos exitentes. Las principales ventajas de la nivelación de precisión son: 1) su excelente precisión y la disponibilidad generalizada del equipo necesario, inclusive en países en vías de desarrollo; 2) el levantamiento o hundimiento medido puede ser representado en forma de mapa mostrando líneas de contorno con valores iguales de desplazamiento vertical; y 3) los datos proporcionan la mejor base para el modelaje del volumen y profundidad de la intrusión magmática. Si la red de nivelación es lo suficientemente densa, es posible determinar la zona o zonas de máximo cambio (Fig. 4.17). Una zona bien definida y casi equidimensional de máximo levantamiento o hundimiento se denomina el centro de inflación (o deflación).

Algunas desventajas de la nivelación de precisión incluyen: 1) demanda trabajo intenso y consume bastante tiempo, y por lo tanto es costosa; 2) es difícil de realizarla en las pendientes pronunciadas de los estratovolcanes debido a las numerosas paradas de instrumento requeridas; 3) durante un levantamiento o hundimiento muy rápido, podría ser imposible cerrar la nivelación, ya que la estación base y las estaciones a lo largo del perfil sufren levantamientos o hundimientos hasta durante las mediciones; y, 4) en algunos volcanes es difícil, si no imposible, el replantear estaciones durante el invierno, ya que los hitos están cubiertos de nieve. Por lo tanto, para maximizar la repetición de las medidas, en lo posible las líneas de nivelación deberían establecerse a lo largo de zonas topográficamente elevadas que son las primeras en emerger de la cobertura de nieve en la primavera.

Niveles modernos de precisión y jalones invar estabilizados para cambios de temperatura, permiten una nivelación de primer orden con un error de medida de alrededor de 1mm en 1 km. Sin embargo, para volcanes en los cuales los desplazamientos verticales son substancialmente más grandes que el error de medida, una nivelación de segundo a tercer orden puede ser suficiente (incertidumbre analítica de varios mm en 1 km.). Cuando la deformación es rápida, nivelaciones repetitivas frecuentes de tercer orden (más rápidas) pueden dar datos más útiles que una única nivelación de primer orden (mucho más lenta). Otra alternativa es la de llevar a cabo estudios de nivelación trigonométrica (p.e. Whaloen, 1984; Rueger & Brunner, 1982), las cuales, si bien son algo menos precisas, son capaces de medir tanto los cambios de inclinación como de elevación (ver la siguiente sección). Las estrategias para la nivelación de precisión dependen de la magnitud de los cambios de elevación esperados y de la tasa de cambio. Para una red de nivelación referenciada a un hito que supuestamente tiene un cambio nulo, es aconsejable el llevar a cabo nivelaciones (cada tantos años) desde el mencionado hito a uno que está calibrado con datos mareográficos o con otro nivel o punto base "absoluto".

Cambios en el nivel de agua. El nivel de un cuerpo de agua puede proporcionar una referencia útil para reconocer y medir los desplazamientos verticales relativos de puntos de referencia u horizontes en la masa de tierra adyacente (p.e. todo o partes de un edificio volcánico). Los cambios relativos al nivel del mar, particularmente útiles al monitorear islas volcánicas o sistemas volcánicos ubicados en zonas costeras, pueden ser considerados absolutos, una vez que se haya realizado la reducción de datos tomando en consideración los cambios eustáticos del nivel del mar y los efectos de mareas naturales o seiches. Cambios a lo largo de la orilla de un lago interior solamente son relativos entre sí, a no ser que las diferencias medidas puedan cerrarse con respecto al nivel del mar o a otra elevación fija.

Si los cambios en el nivel de agua son lo suficientemente grandes o rápidos, el levantamiento o hundimiento relativo puede ser detectado visualmente en las modificaciones en las orillas o en la superficie del suelo, tales como la emersión o sumersión de sitios arqueológicos (p.e. monumentos, muelles, edificios, paredes) o rasgos geológicos o geomorfológicos prehistóricos (p.e. bancos de conchas, arrecifes de coral, playas o terrazas levantadas, bancos cortados por olas; ver Moore & Fornari, 1984). Las variaciones en elevación de horizontes asociados con ciertos organismos acuáticos (p.e., algas, escaramujos) también proporcionan evidencia de cambios en el nivel tierra-agua. Por ejemplo, las perforaciones de animales marinos en columnas de piedra del antiguo mercado romano de Serapeo (construído cerca del puerto de Pozzuoli) es una evidencia dramática de las fluctuaciones del nivel del mar en un rango mayor a 10 m durante los últimos dos mil años en la caldera de Campi Flegrei, Italia (Parascandola, 1947; Berrino et al., 1984, Fig. 2). Cambios en horizontes de conchas de playa también han sido útiles para demostrar la deformación del suelo en la Caldera de Rabaul, Papua-Nueva Guinea (de Saint Ours, 1987).

En general, los cambios de nivel de agua en respuesta a la deformación del suelo son demasiado pequeños y graduales para ser observados visualmente. Sin embargo, dichos cambios pueden ser medidos con precisión por medio de mareógrafos (Fig. 4.18), transductores de presión u otros instrumentos (p.e. Gutenberg, 1933; Tsuboi, 1937; Moore, 1970, 1987; Otway et

al., 1984, pp 47-48; Hamilton, 1987). Los mareógrafos vienen en una variedad de modelos, pero la mayoría tiene un flotador ajustado a un cable, el cual a su vez acciona un registro a papel. Perturbaciones por viento y marea sobre el flotador son minimizadas con la instalación en una laguna protegida o ensenada, o con el uso de un estratagema de amortiguamiento (tales como un barril de gran diámetro, un tubo o algún otro tipo de cisterna artificial).

Los datos mareográficos (Fig. 4.18) pueden ser registrados en forma contínua--sea permanentemente o por un período de tiempo dado cada año o estación--para llenar vacíos entre levantamientos topográficos poco frecuentes y obtener así una historia completa del levantamiento o hundimiento. Un monitoreo muy exacto y contínuo del nivel de agua también puede ser realizado por un transductor de presión fijo en el fondo del mar o de una laguna o en un pozo cercano a la orilla. Si bien los transductores de presión tienen una ventaja sobre los mareógrafos ya que pueden ser utilizados también en aguas profundas (p.e. Spiess, 1985; Spiess et al., 1987), su costo es mucho más alto. En el caso de los transductores de presión están instalados en agua de mar, las fluctuaciones en la salinidad pueden significar problemas en el análisis e interpretación de los datos.

También se puede obtener información valiosa sobre los cambios en el nivel del agua, sin tener a disposición mareógrafos u otros instrumentos de registro contínuo, realizando mediciones periódicas referentes a hitos naturales o artificiales mediante el uso de estacas referenciales, cintas de acero, plomadas, métodos de nivelación de precisión o sistemas de medida especialmente adaptados para el efecto (p.e. Lipman et al., 1981; Banks et al., 1984; Otway et al., 1984; Otway, 1986; Tryggvason, 1986, 1987). En todas estas mediciones periódicas, se debe tener cuidado en la reducción de datos, ya que hay que efectuar correcciones por efecto de mareas normales, olas, vientos, seiches, y otros factores locales. En estudios bien controlados y bajo condiciones atmosféricas favorables (poco viento, la

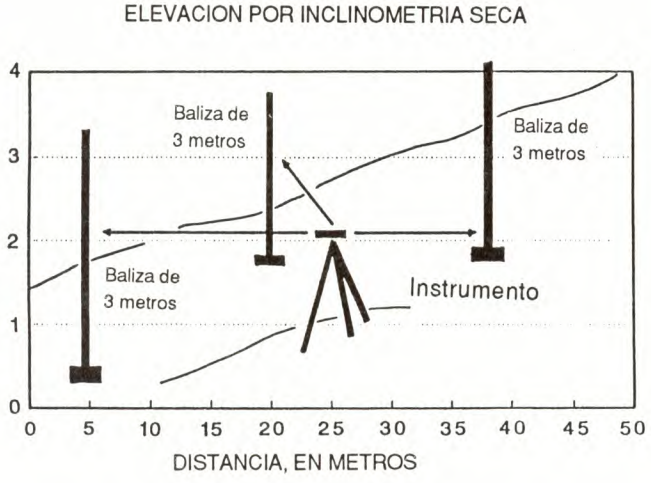


Fig. 4.19. Ilustración que muestra una configuración típica de medición por triangulación o "dry tilt".

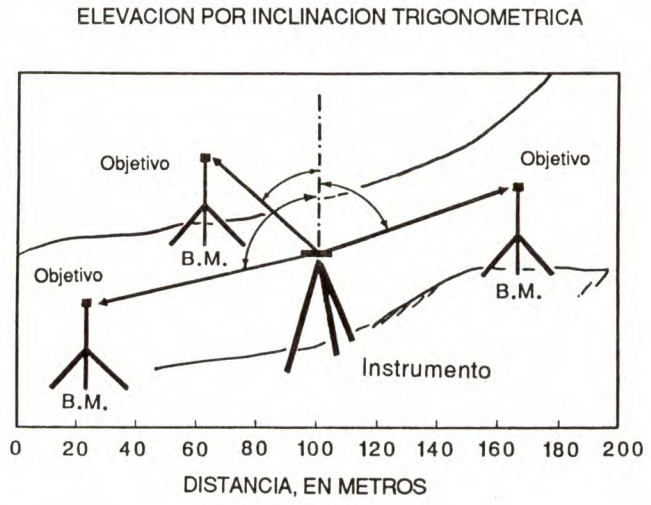


Fig. 4.20. Ejemplo de una configuración de nivelacón trigonométrica para medir la inclinación del suelo.

superficie del lago está bajo hielo), tal como es el caso del Lago Myvatn, en el Volcán Krafla, Islandia, se pueden detectar confiablemente desplazamientos verticales del suelo mayores a un milímetro (Tryggvason, 1987). Si se distribuyen apropiadamente más de tres estaciones para la medición del nivel de agua alrededor de un lago, sus mediciones periódicas pueden proporcionar un indicador de la inclinación del terreno, donde el mismo lago sirve como un gran inclinómetro natural (ver la siguiente sección). Sin embargo, tales medidas periódicas se ven complicadas por muchos efectos locales transientes (p.e. tasas irregulares en la alimentación y desfogue del lago, deslizamientos del suelo en la cercanía de las estaciones, viento, efectos de presión-temperatura). Para que las medidas periódicas del nivel del agua produzcan datos útiles para el monitoreo volcánico, las variaciones observadas necesitan ser mediblemente más grandes que aquellas asociadas a perturbaciones transientes de origen no volcánico.

Cambios en la pendiente del volcán (inclinación del suelo o terreno)

La asociación entre cambios en la inclinación de la superficie del terreno con sismos y actividad volcánica fue reconocida en Japón y Hawaii a comienzos del siglo 20 por medio de registros de sismómetros de péndulo horizontal (p.e. HVOWB, 1913 [reimpreso en 1988]; Omori, 1913; Jaggar & Finch, 1929). A fines de los años 20 de este siglo, se comenzó a desarrollar y a probar instrumentos en base a péndulo diseñados específicamente para medir la inclinación—el "clinógrafo" en Japón y el "clinoscopio" en Hawaii (p.e. VL, 1928, 1932). En 1933, una red de tres clinoscopios, adicionalmente al sismómetro de péndulo horizontal ubicado en el observatorio vulcanológico, fue utilizada para monitorear la inclinación en el

Volcán Kilauea. Sin embargo, todos estos instrumentos iniciales compartían la desventaja de tener una plataforma de base muy pequeña, sujeta a movimientos locales espurios no relacionados a la actividad volcánica.

El inclinómetro de tubo de agua desarrollado por Hagiwara (1947) marcó un avance tecnológico significativo ya que eliminó muchos de los problemas de inestabilidad presentes en instrumentos anteriores. Desde entonces, la medición precisa de la inclinación, tanto periódica como contínua, se ha convertido en una herramienta integral en el monitoreo moderno de los volcanes. En las técnicas descritas aquí, los cambios en inclinación pueden ser determinados con una precisión de unos pocos microradianes (10^{-6} radián). Un microradián es equivalente al ángulo recorrido por una tabla de 1 km de longitud si uno de sus extremos es levantado o bajado en 1 mm (0.206 segundo de arco). Hay muchas técnicas diferentes para llevar a cabo mediciones de la inclinación, cada una con sus propias ventajas y desventajas, pero todas enfrentan un serio problema común: la estabilidad del sitio y fuentes de ruido extrañas (ver APENDICE 4.3).

Configuraciones ("húmedas" y "secas") para la medición de la inclinación . Los sistemas iniciales para la medición de la inclinación utilizaron el principio de la autonivelación de un líquido, comunmente agua, y por lo tanto los conoce como las mediciones "húmedas" de inclinación, "inclinometría húmeda". Típicamente, un sistema de "inclinometría húmeda" involucra mediciones ópticas de los cambios en el nivel de agua en dos o más envases ("ollas") interconectados por tubos de agua y aire (para igualar la presión). La distancia o "base" entre las "ollas" de medición puede ser "corta" (unos cuantos metros) o "larga" (decenas de metros); manteniendo constantes los demás factores, mientras más larga sea la base, mayor será la precisión del instrumento. Al utilizar puntos de medida unidos sea en configuraciones ortogonales o triangulares, un sistema de inclinometría húmeda proporciona tanto la cantidad como la dirección del cambio de inclinación entre dos lecturas. Empíricamente, inclinaciones con magnitudes de 4-10 microradianes pueden ser medidas confiablemente con este método.

Las mediciones de la inclinación por medio de tubo de agua se pueden realizar sea en estaciones permanentes instaladas en un edificio o, mejor todavía, en una bodega subterránea para minimizar los efectos relacionados a la temperatura, tal como se hizo por primera vez en el volcán Sakurajima. Desde 1956, el inclinómetro de tubo de agua y de base pequeña instalado en la bóveda Uwekahuna en el Observatorio Vulcanológico de Hawaii ha dado lecturas por lo menos diarias y representa una de los conjuntos de datos más persistentes sobre deformación del suelo respecto a un volcán activo. Un inclinómetro portátil de tubo de agua (Eaton, 1959) fue utilizado con éxito durante muchos años en el Volcán Kilauea. Sin embargo, el sistema de Eaton trabaja solamente en sitios relativamente planos, requiere de un equipo incómodo, está sujeto a errores de lectura relacionados a la temperatura, y su uso es inconveniente y consume mucho tiempo. Consecuentemente, al final de la década de 1960 se desarrolló el llamado método de "inclinometría seca", con el

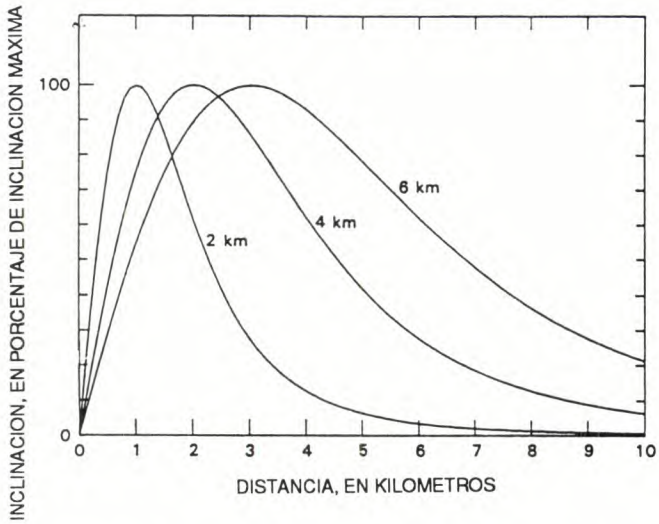


Fig. 4.21. Gráfico mostrando la inclinación máxima (teórica) en función de la distancia a una fuente puntual de presión en el Volcán Kilauea, Hawaii. Las curvas correspondientes a 2, 4 y 6 km son inclinaciones máximas predichas para fuentes puntuales (p.e. un reservorio de magma) a estas profundidades (ver texto). (Según Dvorak y Okamura, 1987, Fig. 46.3).

objeto de complementar y reemplazar el método de inclinometría húmeda (Kinoshita et al., 1974). En Nueva Zelandia el método de inclinometría seca se denomina "tilt levelling".

Los sistemas de inclinometría seca, que tienen la facilidad de ser portátiles, utilizan un nivel óptico de precisión, localizado en el centro de una configuración de 3 o más hitos, para medir cambios diferenciales de altura en las miras ubicadas sobre hitos permanentes (Fig. 4.19) (Kinoshita et al., 1974; Yamashita, 1981; Sylvester, 1984, 1986; Otway et al., 1984; Otway, 1986). Yamashita (1981, 1982) presenta un resumen de los procedimientos paso a paso para instalar una estación de inclinometría seca, realizar las medidas y calcular los cambios en inclinación. Los mejores resultados se obtienen en días calmos con cobertura regular de nubes, cuando las perturbaciones térmicas y por vientos se minimizan. Las mediciones de inclinometría seca son casi tan exactas (± 3-4 microradianes) como las de inclinometría húmeda y tienen algunas ventajas importantes: 1) la técnica puede ser utilizada en pendientes un poco más fuertes (de esta manera se incrementa el número posible de sitios de medida); 2) las mediciones son sencillas y rápidas; y 3) el equipo es de fácil transporte (por vehículo o avión) y puede ser cargado manualmente. El método de inclinometría seca proporciona un medio de monitoreo comparativamente eficaz y de bajo costo en muchos sitios de un volcán que presenta cambios relativamente grandes en la inclinación, en el orden de decenas de microradianes en un período de semanas a meses.

Las configuraciones de inclinometría seca tipo triangular ("estándar") son propensas a errores relacionados a la

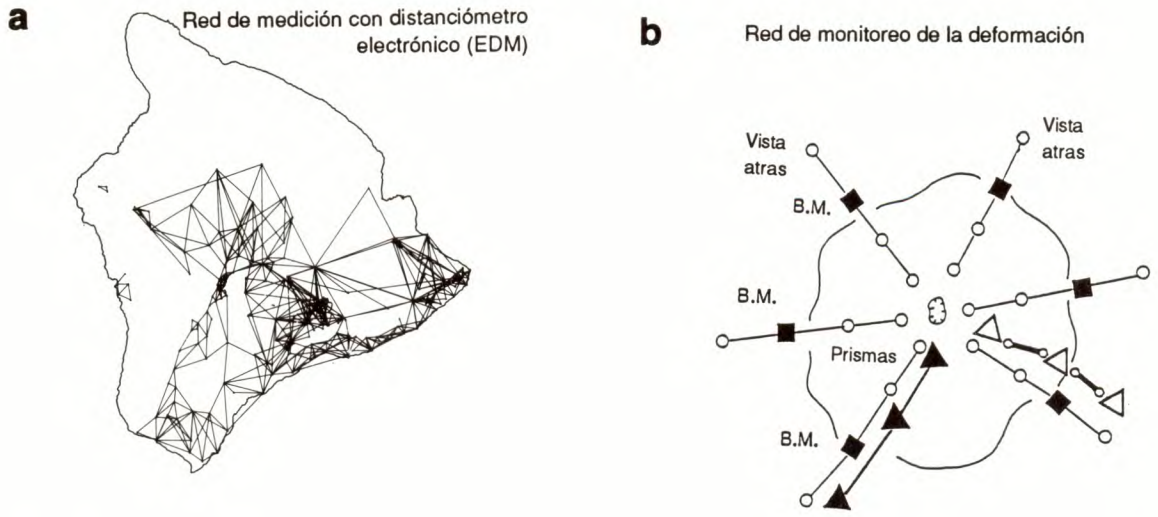


Fig. 4.22. **a.** La red EDM (red de "trilateración") utilizada por el Observatorio Volcanológico de Hawaii para monitorear la deformación horizontal en los volcanes Kilauea y Mauna Loa. Cada línea representa una medición individual de EDM; no están representadas todas las líneas de medición (tomado de Heliker et al., 1986). **b.** Una red de monitoreo sencilla y efectiva con una configuración radial de líneas EDM segmentadas, sitios de medida de inclinación y líneas de nivelación inclinométricas: cuadrados negros, sitios de instrumentación EDM; círculos blancos, reflectores permanentes o móviles; triángulos negros, ubicación de inclinómetros electrónicos y calibración de configuraciones de inclinometría seca; triángulos blancos, sitios de medida de inclinometría seca; líneas gruesas ancladas con los círculos pequeños, líneas cortas de nivelación para medir la inclinación. Versiones más simples de esta red idealizada han sido establecidas en el volcán Mayón, Filipinas, y en varios otros volcanes compuestos de países en desarrollo. **c.** Red de monitoreo EDM en el Mount St. Helens (tomado de Swanson et al., 1981, Fig. 92). Este tipo de red es intermedio entre los ejemplos (a) y (b) en complejidad y costo, pero probablemente proporciona una cobertura adecuada para la mayoría de los volcanes compuestos.

inestabilidad inherente a los hitos por su base relativamente pequeña (40-60 m). Este problema puede ser enfrentado, empleando una configuración de líneas de nivel cortas, unidas (100-300 metros de longitud c/u) y que contienen hitos adicionales, los cuales permiten el aislamiento de zonas con sitios inestables.

Otra técnica de medición, que emplea métodos trigonométricos de nivelación (Ewert, 1989), también puede ser utilizada para determinar la inclinación del terreno (Fig. 4.20). Este sistema utiliza un teodolito de precisión, un distanciómetro electrónico (EDM - electronic distance measurement) y tres conjuntos de reflectores montados sobre trípodes equipados con plomadas. Las mediciones trigonométricas de la inclinación tienen algunas ventajas sobre el método de inclinometría seca: 1) se pueden medir bases más grandes (hasta de 200 metros); 2) no es necesario terreno plano, y por lo tanto se quita una limitación importante en el uso de la inclinometría seca en volcanes compuestos con pendientes fuertes; 3) el sistema es más compacto y fácil de transportar en terreno difícil; y 4) el sistema también puede ser utilizado para llevar a cabo otras medidas de deformación del suelo.

Inclinómetros electrónicos. Los sistemas inclinométricos portátiles, sean de tipo húmedo o seco, tienen la desventaja de que sólo permiten un monitoreo periódico, a pesar de que este problema puede ser reducido por medio de medidas más frecuentes. Los inclinómetros fijos por vasos comunicantes cuando están localizados en un observatorio vulcanológico con personal permanente y en las cercanías de un volcán, proporcionan un monitoreo más contínuo, ya que típicamente se efectúan lecturas diarias, y si es necesario, medidas horarias o hasta más frecuentes. Sin embargo los inclinómetros electrónicos miden los cambios de inclinación de manera verdaderamente contínua, durante las 24 horas del día, sin importar las condiciones atmosféricas. Por lo tanto, éstos pueden detectar indicadores precursores de desarrollo rápido que podrían ser pasados por alto durante un monitoreo periódico. También ofrecen otras características útiles: 1) son capaces de detectar cambios de inclinación más pequeños que aquellos detectables por medio de técnicas de inclinometría seca o húmeda; 2) tienen un rango dinámico alto y ajustable; 3) algunos instrumentos modernos son portátiles y pueden ser utilizados en sitios difíciles o imposibles de ser monitoreados por otras técnicas; 4) los registros contínuos de las variaciones de inclinación pueden servir como guía para fijar los cronogramas para la toma de medidas periódicas de las redes de campo con el objeto de incrementar la probabilidad de registrar cambios en la inclinación en un plazo corto; y 5) pueden proporcionar datos

c

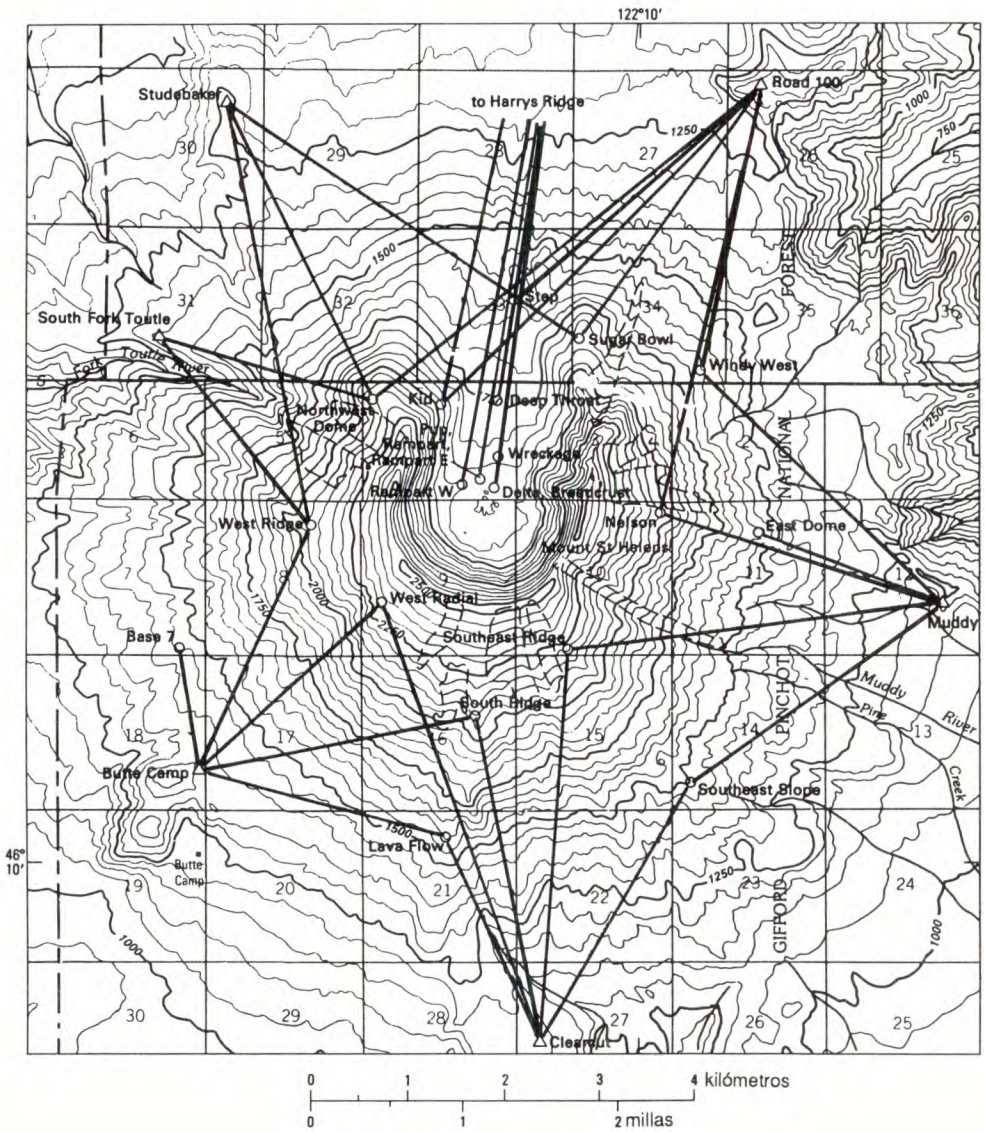


Fig. 4.22. continuada.

inclinométricos por telemetría desde zonas remotas o peligrosas sin ningún riesgo para el observador.

Los inclinómetros electrónicos, sin embargo, también tienen algunas desventajas serias. Son muy costosos comparados con las técnicas inclinométricas seca o húmeda, en términos de gastos iniciales de compra e instalación, así como también de operación, mantenimiento y procesamiento de los datos. Sus bases reducidas (algunos centímetros a algunos metros) convierten a los inclinómetros electrónicos en instrumentos más susceptibles a la inestabilidad local de la estación de medida que las bases amplias (decenas de metros) utilizadas en las configuraciones de medición de la inclinación. Otro problema es que las partes electrónicas y de metal son sensibles a los cambios de temperatura del ambiente, los cuales introducen variaciones (diurnas, estacionales) ajenas a la deformación del suelo. La reducción o la eliminación de este problema requiere de la instalación del inclinómetro en un sitio térmicamente aislado (p.e., una bóveda subterránea, una caverna, un túnel de lava) y/o el uso de componentes de equipo adicional para corregir los efectos térmicos en el registro de datos.

Numerosos inclinómetros electrónicos necesitan, después de su instalación inicial, de un período de acomodamiento de algunas semanas a meses antes de que puedan obtenerse datos confiables--esto constituye una desventaja importante si éstos son puestos en funcionamiento en medio de una crisis volcánica que se desenvuelve rápidamente. Los inclinómetros también son vulnerables a problemas instrumentales relacionados a la deriva electrónica y a fallas de funcionamiento. De esta manera, cada inclinómetro debería ser calibrado periódicamente con estaciones de inclinometría seca o húmera cercanas o situadas en el mismo sitio, para verificar si los cambios de inclinación registrados están verdaderamente relacionados a la dinámica del volcán, y

que no son aberraciones causadas por problemas electrónicos, de instalación o de inestabilidad del sitio. Sin una verificación rigurosa y periódica los datos de inclinometría electrónica pueden ser mal interpretados como si indicaran una deformación en el volcán, cuando en verdad ésta no ocurrió, resultando de esta manera situaciones confusas y posiblemente de pánico innecesario. En el APENDICE 4.1 se presenta un breve resumen de algunos inclinómetros comúnmente utilizados.

Distribución de los sitios de medida inclinométricos

Las medidas de inclinación del terreno, determinadas por inclinómetros electrónicos o por configuraciones de medidas inclinométricas, serán lo más confiables y diagnósticas si son ejecutadas en varios sitios del volcán. Cualquier sitio individual puede estar localizado demasiado lejos de la fuente de presión (centro de inflación/deflación) o puede estar sujeto a inestabilidad local. Por lo tanto, una red de sitios de medida debería distribuirse alrededor del volcán para detectar cualquier cambio sistemático de inclinación y para establecer el modelo de la superficie de deformación. El diseño de una red inclinométrica, o de cualquier red de monitoreo, invariablemente representa un compromiso entre el número ideal de sitios de medida, y lo que es en realidad posible dentro de las posibilidades de disponibilidad de recursos económicos y científicos, de las consideraciones del terreno, de la logística y la accesibilidad, etc. Sin embargo, en lo posible los sitios de medida para inclinometría deberían estar localizados en o cerca de los principales centros de emisión y a varias distancias de éstos. Idealmente, cada sector de 60° en un volcán compuesto debería contener uno o más sitios de medida de inclinometría a varias distancias a lo largo de líneas radiales que parten desde la cumbre (Fig. 4.22B). Datos de tales redes inclinométricas proporcionarían no solamente información temporal requerida para propósitos de monitoreo volcánico, sino que también ayudarían a localizar la ubicación y el tamaño de la fuente de presión que causa la inclinación o basculamiento.

Para la selección de posibles sitios de medida inclinométrica debe ser tomado en cuenta, para una fuente puntual de presión, que la inclinación máxima ocurrirá a una distancia horizontal del centro de inflación (usualmente cerca de la cima del volcán) igual a aproximadamente la mitad de la profundidad a la cual se encuentra el magma debajo de la superficie. Por ejemplo, el máximo basculamiento o inclinación causado por la acumulación de magma a 2 km debajo de la cumbre del volcán, ocurrirá a 1 km. de la cima (FIg. 4.21)--en los flancos superiores de la mayoría de los volcanes. Por esta razón, por lo menos un sitio de medida inclinométrica (y un inclinómetro) deberían estar ubicados en los flancos superiores para detectar los basculamientos casi máximos relacionados a la intrusión de magma a profundidades someras. Las estaciones inclinométricas más distantes servirán para detectar tempranamente una intrusión de magma a profundidad.

Desplazamientos horizontales

La inflación o deflación pre-eruptiva causa tanto deformación horizontal como desplazamientos verticales en un edificio volcánico (Fig. 4.1). La componente horizonal de la deformación del terreno puede ser monitoreada por mediciones con teodolito, mediciones con distanciómetro electrónico (EDM), extensómetros y líneas de fractura. La técnica de EDM ha suplantado ampliamente a las mediciones angulares con el teodolito y talvez proporcione la mejor medida para la determinación rápida de la deformación horizontal integrada a una amplia zona del volcán, ya que las distancias entre hitos pueden llegar a tener hasta decenas de kilómetros. Sin embargo, bajo algunas circunstancias, se pueden combinar eficazmente medidas angulares con medidas de distancia (Lipman et al., 1981). Un extensómetro permite la medida contínua y precisa de la deformación horizontal en una estación individual, la cual en raras ocasiones alcanza distancias máximas de algunos metros a pocas decenas de metros. Segmentos individuales de líneas de fractura generalmente involucran medidas de distancia del orden de decenas de metros o menos. La mejor manera de vigilar o monitorear la deformación horizontal en un volcán es mediante la combinación de estas técnicas, dependiendo de la cobertura superficial requerida y de la disponibilidad de recursos científicos y financieros.

Medición electrónica de la distancia (EDM). Los principios generales y los procedimientos del método EDM en el monitoreo volcánico han sido bien descritos (Kinoshita et al., 1974; Banks, 1984). En el APENDICE 4.2. se discuten algunos factores prácticos importantes de la técnica de medida. El método EDM utiliza la transmisión coherente de un rayo laser desde el instrumento ubicado sobre un hito hacia un reflector ("blanco") situado sobre otro hito. El desfase que se produce durante el tiempo que necesita la luz para viajar hasta el reflector y de vuelta al instrumento transmisor es proporcional a la distancia entre los dos hitos. Las mediciones usualmente se expresan en términos de distancia inclinada, es decir la distancia real entre los dos hitos. Mediante cálculos geométricos sencillos se puede determinar la distancia horizontal. Bien que algunas líneas pueden tener ángulos verticales de hasta 25°, la mayoría tiende a ser menos pendiente o hasta llegan a ser aproximadamente horizontales; los cambios medidos son referidos simplemente como deformación horizontal, a no ser que se especifique lo contrario. Para líneas de pendiente relativamente plana, una contracción de las distancias medidas entre hitos en un volcán e hitos base ubicados en localidades distantes y estables, sugieren la inflación del edificio volcánico. La extensión de líneas radiales inclinadas y tangenciales entre hitos en el edificio también pueden sugerir inflación. Si un hito es común a dos o más líneas que se intersectan (Fig. 4.22A,C), los desplazamientos medidos pueden determinar tanto el rumbo como la cantidad de movimiento horizontal de ese hito entre dos conjuntos de medidas; tales vectores pueden ser determinados gráficamente o por medio de cálculo (ver Kinoshita et al., 1974). Con un número adecuado y bien distribuído de líneas de EDM, los vectores del movimiento horizontal pueden definir el centro de inflación (p.e. Fig. 4.17).

En teoría, los cambios menores a 1 ppm (= 1 mm en 1 km o 1 "microstrain") deberían ser detectables por la mayoría de instrumentos, si las mediciones están sujetas a una corrección

total (Bomford, 1980); algunos instrumentos pueden alcanzar la precisión de 0.1 ppm si las líneas de medida son obtenidas desde un avión. En la práctica, la incertidumbre es del orden de 3-8 ppm, ya que la longitud de las líneas es generalmente mayor a 1 km, correcciones atmosféricas normalmente no pueden ser llevadas a cabo en su totalidad, y los errores del operador son inevitables. Este nivel de precisión es por lo general adecuado para detectar una deformación horizontal de 10^{-5} a 10^{-3} comúnmente observada en volcanes bien vigilados (es decir entre 1cm y 1 m por km de longitud de línea). Si las deformaciones son del orden de 10^{-5} (1-3 cm de cambio en 1 km de longitud de línea), las mediciones pueden llevarse a cabo solamente con lecturas de temperaturas y presión en el extremo de las líneas que tienen el instrumento, y con reflectores permanentes en las terminales opuestas de las líneas.

Las mediciones de EDM tienen las siguientes ventajas: 1) son más rápidas por unidad de área vigilada que los levantamientos a nivel e inclinométricos; 2) requieren de menos mano de obra por unidad de área vigilada; 3) pueden detectar mejor las instrusiones de magma profundas que los estudios de inclinometría o nivelación; y 4) hoy en día, representa la única manera práctica de campo para la obtención de datos de deformación horizontal en la vigilancia volcánica. Las desventajas más importantes de las medidas de EDM son: 1) el equipo es costoso; 2) es necesaria la línea de vista entre hitos; 3) se requieren condiciones atmosféricas buenas a lo largo de toda la línea de vista para cada medida y durante todo el tiempo de medición en la red; y 4) a no ser que se contruyan torres de acero especiales sobre los hitos, tales como las del Mount St. Helens (Swansson et al., 1981), las mediciones se dificultan, si no se imposibilitan, cuando los hitos se cubren con nieve. El problema de la cobertura por nieve se puede resolver en algunas estaciones instalando un reflector permanente sobre un perno de expansión montado en una peña vertical o en extraplomo.

Configuraciones de EDM para monitoreo. En lo posible, una red de EDM debería estar compuesta por líneas estables de base interconectadas a configuraciones triangulares de líneas, también denominada red de triangulación (Fig. 4.22 A). Sin embargo, muchos estratovolcanes son demasiado pendientes, demasiado peligrosos, o demasiado remotos para permitir la realización programada de medidas repetitivas en los hitos de una configuración triangulada. En tales casos, mediciones repetitivas de configuraciones lineales simples con reflectores emplazados permanentemente pueden proporcionar bastante de la información obtenible con mediciones repetitivas de una red triangulada completa, y a una fracción del costo y del esfuerzo (Fig. 4.22 B). Estas configuraciones radiales han sido establecidas en varios volcanes remotos y logísticamente difíciles (p.e. volcán Pagan, Islas Marianas; volcanes Mayon y Bulusan , Filipinas; y Nevado del Ruiz, Colombia). Dichas configuraciones permiten la toma diaria de medidas de 10 o más estaciones en varias líneas segmentadas de 3 o más estaciones instrumentales alrededor de la base del volcán, utilizando carreteras o senderos existentes para mover solamente el instrumento. Así, es posible realizar fácilmente mediciones frecuentes con relativa seguridad en más estaciones con significativamente menos equipo, vehículos y personal. Las desventajas son que los desplazamientos medidos representan sólo la deformación aparente (no absoluta) y la precisión de las medidas, particularmente para las pendientes más fuertes o para las líneas más largas, se degradan ya que se desconoce la temperatura y la presión en los reflectores permanentes.

Otra deficiencia, y talvez más seria, de una red EDM consistente sólo de 2 o 3 líneas segmentadas radiales, es que una deformación del terreno muy localizada pero potencialmente peligrosa puede ser pasada por alto. Por ejemplo, una red espaciada en menos sectores que los indicados en la Fig. 4.22 B puede pasar por alto un "hinchamiento"--comparable en tamaño a aquel que existió en el volcán Mount St. Helens antes de la erupción del 18 de mayo de 1980--si éste se desarrolla en un sector entre dos líneas radiales. Una cobertura adecuada para un volcán compuesto requeriría una red más completa, similar a aquella del volcán Mount St. Helens (Fig. 4.22 C).

Medidores de deformación (extensómetros). Los medidores de deformación, desarrollados ampliamente para aplicaciones ingenieriles, presentan una amplia gama tanto en diseño como en objetivos. Por lo general, el uso de medidores de deformación en el monitoreo volcánico se restringe a medir las contracciones o extensiones a través de zonas con movimiento reconocible (fisuras, fallas, zonas de cataclisis, etc.). Agnew (1986) ha resumido en detalle los principios, el funcionamiento y las limitaciones de los principales tipos de instrumentos utilizados en estudios geofísicos: medidores de deformación a varilla, a alambre, a láser o hidráulicos para ser utilizados en pozos de perforación. Este concluyó que la mayor dificultad del uso de medidores de deformación en estudios tectónicos era conseguir un anclaje estable del instrumento al terreno con el objeto de eliminar señales falsas o indeseadas.

La mayoría de los medidores geofísicos de deformación son extensómetros capaces de detectar desplazamientos horizontales iguales o menores a 0.1 mm. En la mayoría de los casos se los utiliza para medir el resbalamiento tectónico, tal como ocurre en la falla de San Andrés y en otros sistemas de fallas. Si bien los medidores de deformación proporcionan los únicos medios corrientes para medidas contínuas de desplazamientos horizontales, han sido poco usados hasta la fecha en el monitoreo volcánico debido a :1) La mayoría de instrumentos tienen costos muy altos de instalación, operación, y mantenimiento; 2) La mayoría no son muy portátiles; y 3) Los datos dependen mucho del sitio y son aplicables solamente a una pequeña porción del volcán. Sin embargo, un extensómetro barato y de registro contínuo que consiste de un mareógrafo modificado, ha sido utilizado con éxito en el volcán Kilauea para monitorear la apertura de fracturas relacionadas a la actividad volcánica (Duffield & Burford, 1973; Tilling, 1976). Además, dos medidores de deformación portátiles, telemétricos y de relativamente bajo costo (US$ 800) están siendo utilizados actualmente con mucho éxito para monitorear el domo de lava en el Mount St. Helens.

Mediciones manuales (líneas de fractura). Un método simple y directo para medir desplazamientos horizontales son las medidas periódicas, con una cinta estándar de acero paraagrimensura, de las distancias entre puntos de referencia en una configuración lineal (a veces llamadas "líneas de fractura") a

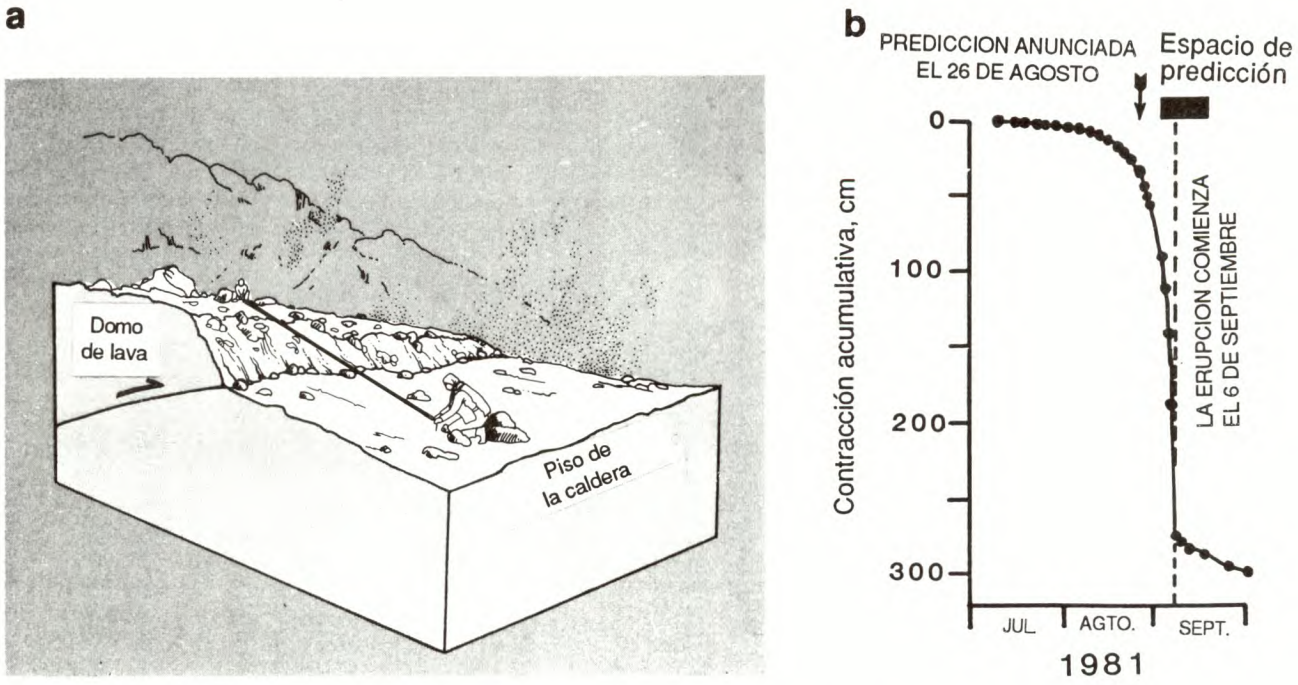


Fig. 4.23. Ejemplo de una técnica útil de bajo nivel tecnológico para monitorear desplazamientos horizontales. **A.** Medición periódica de distancias a través de los labios de fallas inversas alrededodr de la base del domo de lava en el cráter del Mount St. Helens, por medio de una cinta métrica de acero (tomado de Brantley & Topinka, 1984). **B.** Se utiliza la contracción acumulada según las distancias medidas, conjuntamente con otros datos de monitoreo (p.e. Fig. 4.25) para predecir exitosamente erupciones relacionadas al crecimiento del domo, desde junio de 1980. En este ejemplo, la flecha marca la fecha de divulgación del pronóstico de la erupción, el rectángulo negro indica el período para el cual se predijo que ocurriría la erupción ("espacio de predicción") y la línea interrumpida vertical indica el inicio de la erupción (modificado de Swanson et al., 1983, Fig. 3).

través de una o más fracturas radiales, fisuras, fallas inversas y otras rupturas superficiales. Tales rasgos se encuentran por lo común en las cercanías de un centro de emisión o vento. Una inflación localizada que es simétrica a una fuente puntual, puede dar como resultado fracturas radiales y fallas inversas concéntricas, tal como se encuentra, por ejemplo, alrededor de la base del domo activo del Mount St. Helens (Chadwick et al., 1983, 1988). Una intrusión de dique se caracteriza generalmente por fracturas y fisuras lineales largas.

Si bien el método de monitoreo del ancho de las fracturas por medio de mediciones manuales a cinta es menos preciso (± 2-3 mm en una distancia de decenas de metros) que las técnicas más sofisticadas de monitoreo volcánico, éste es altamente confiable y eficiente en función del costo. Mediciones con cinta de acero de la tasa de movimiento en pequeñas fracturas radiales y fallas inversas en la base del domo de lava en pleno crecimiento han proporcionado una técnica notablemente eficaz para predecir erupciones relacionadas al crecimiento del domo en el Mount St. Helens (Fig. 4.23). Debido a que el uso de estas técnicas de "baja tecnología" pueden requerir el trabajar en áreas de posible peligro en las cercanías de centros de emisión activos, se debe considerar cuidadosamente la seguridad del personal que realiza las medidas, tanto en el diseño como en la conducción de tales monitoreos.

Comparaciones Fotográficas

Las comparaciones fotográficas pueden proporcionar otro método de bajo costo para detectar deformación debido a algunos procesos volcánicos. La comparación puede ser cualitativa o semicuantitativa. Un ejemplo de comparación cualitativa sería la detección de nuevas fracturas, hinchamiento, y otros indicadores de deformación por comparación de fotografías aéreas o de superficie tomadas antes y después de la actividad. Para producir datos semicuantitativos, las fotografías a ser comparadas tienen que haber sido tomadas desde la misma localidad, elevación y ángulo con el mismo sistema de lentes de la cámara, y con la inclusión de algún factor escala (dos o más rasgos morfológicos prominentes o marcas artificiales). El monitoreo semicuantitativo podría también incluir el establecimiento de estaciones fotográficas en hitos cuyas tomas se repiten periódicamente, con la cámara posicionada a una

misma altura de trípode y apuntada a referencias fijas, y utilizando factores de escala. Un ejemplo de una situación así sería el monitoreo del crecimiento de un domo activo, donde se resolverían fácilmente movimientos en un margen de metros. Otro sería el monitoreo de áreas fracturadas conocidas o campos fumarólicos, para captar cambios detectables por medio de fotografía.

Importancia de la estabilidad de los hitos y de los sitios de medida

Inherente a cualquier técnica de monitoreo de la deformación del suelo está la suposición fundamental de que los cambios medidos verdaderamente reflejan el comportamiento del volcán, y **no** dislocaciones locales del suelo causadas por la inestabilidad del sitio de medida u otros efectos no-volcánicos (p.e. resbalamientos del terreno; cambios térmicos, diurnos o estacionales; deriva electrónica; efectos de instrumentación). No importa cuán preciso o confiable sea el método de medición, los datos obtenidos son inútiles si no detectan respuestas verdaderas a presiones del subsuelo que actúan sobre el sistema volcánico. De esta manera, los dos requisitos más importantes en la mediciones de deformación del suelo son: 1) Una instalación apropiada de los hitos o monumentos de medición; 2) La selección de los sitios para los hitos o para el emplazamiento de los equipos de monitoreo (inclinómetros, medidores de deformación, sismómetros, etc.).

Los hitos establecidos sobre roca son generalmente los más estables, si se toma en consideración el evitar zonas de inestabilidad obvia, tales como bloques movidos, o que potencialmente se pueden mover, cerca a pendientes fuertes o barrancos. Si no hay otro recurso sino el de instalar hitos en material pobremente consolidado, se deberá llevar a cabo todo intento para establecer una base lo más grande posible, para minimizar posibles movimientos post-instalación relacionados a causas ambientales (incluídas aquellas inducidas por el hombre) o inherentes a la inestabilidad propia del substrato sobre el cual se encuentra el hito. Desafortunadamente, algunos hitos--en depósitos no-consolidados y también en ciertos sitios de fase rocosa--aparecen al inicio como buenos en términos de estabilidad, pero más tarde resultan ser inestables, inertes o que no dan respuesta a la deformación relacionada con el volcán.

En el APENDICE 4.3 se presentan ejemplos concretos de respuestas a problemas concernientes a hitos e instalación de instrumentos para mediciones de la inclinación. Sin embargo, el emplazamiento de hitos superfluos o redundantes en una red de monitoreo provee tal vez la mejor manera de determinar si las instalaciones de los hitos y de los sitios de medida están correctamente acopladas a la superficie en deformación del volcán. Además, la evaluación de la estabilidad del sitio es un proceso empírico, en el cual se requiere comparar los datos obtenidos en cada sitio con datos obtenidos en otros sitios para reconocer desviaciones inexplicables en un modelo de deformación del suelo que en otros respectos es coherente. Para que tales evaluaciones tengan validez de diagnóstico, los datos de monitoreo considerados deberían cubrir un período de tiempo lo suficientemente largo, de por lo menos algunos meses o talvez años, para establecer un comportamiento de base, e idealmente incluir varias erupciones o intrusiones.

En volcanes bien vigilados se hacen ajustes periódicos en el método de instalación de hitos y en la configuración de las redes de monitoreo, a medida que se dispone de datos críticos que permiten evaluar la estabilidad y la capacidad de respuesta de los sitios de medida. En volcanes que han sido estudiados sólo por un corto tiempo en respuesta a una crisis, no existen datos base para comparación y para evaluar la estabilidad de los sitios y de los hitos. Por lo tanto, la interpretación de los datos de deformación debe ser en efecto cautelosa.

Interpretación de los Datos de Monitoreo y Pronóstico de Erupciones

La mayoría de erupciones e intrusiones, y talvez todas, vienen precedidas por actividades precursoras tanto sísmicas como de deformación del suelo. Estas actividades precursoras también pueden estar acompañadas de cambios geoquímicos y geofísicos de tipo no-sísmico. Numerosas de estas actividades precursoras son medibles con la tecnología actual y su monitoreo sistemático proporciona los datos escenciales para llevar a cabo los pronósticos y predicciones a corto plazo de las erupciones. Los vulcanólogos deben interpretar los datos disponibles de monitoreo para tratar de entender el comportamiento pasado y presente del volcán, y luego, por extrapolación, anticipar un comportamiento futuro, el cual puede incluir una posible actividad eruptiva. Sin embargo, una interpretación inequívoca de los datos de monitoreo es raramente posible. A pesar de los avances considerables logrados en métodos e instrumentación de monitoreo volcánico, el pronóstico del futuro comportamiento del volcán permanece todavía muy huidizo. Las dificultades de esta tarea incluyen las siguientes: 1) Los datos de monitoreo son insuficientes y cubren un período de tiempo demasiado corto como para llegar a una interpretación que tenga sentido; 2) La información de diagnóstico obtenida en volcanes bien estudiados no necesariamente es transferible en forma directa a volcanes poco comprendidos; 3) El comportamiento precursor no es igual de una erupción a otra, inclusive tratándose del mismo volcán; 4) El comportamiento eruptivo puede cambiar con el tiempo; y 5) Al nivel actual de conocimientos, no existen criterios para distinguir entre la actividad precursora que lleva a una erupción y aquella que culmina en una intrusión (o "erupción abortada" como la denomina Walker, 1982).

Suposición y base

La suposición fundamental en la interpretación de datos de monitoreo es que los cambios medidos en sismicidad, deformación del suelo y de otros parámetros geoquímicos y geofísicos reflejan el complejo ascenso de magma hacia niveles someros de la corteza (< 5 km de profundidad) y talvez hasta el mismo edificio volcánico (Fig. 4.1; con toda certeza, un reservorio magmático real no tendría un volumen y geometría tan simples como los indicados). Así, se espera que la actividad eruptiva o intrusiva resulte en un desplazamiento físico o en una presurización del material debajo y dentro del edificio volcánico,

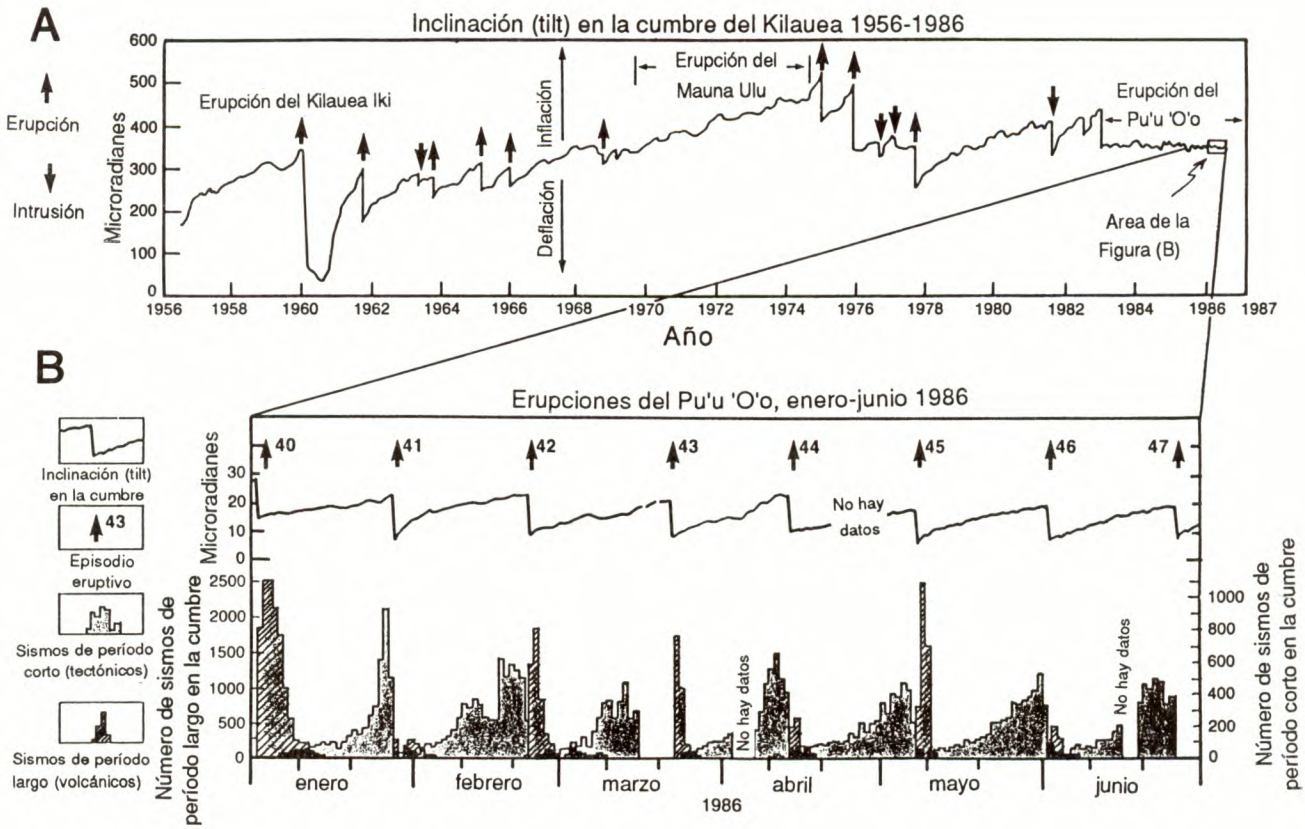


Fig. 4.24. Ciclo de inflación-deflación comúnmente observado en el volcán Kilauea, Hawaii (ver texto). **A.** El modelo común de inflación gradual, seguido por una abrupta deflación, ha sido ampliamente demostrado por grandes erupciones e intrusiones. **B.** Una vista más detallada de un segmento semestral del registro inclinométrico muestra un modelo similar de inflación-deflación para los episodios de formación de fuentes de lava en la erupción del volcán Pu'u O'o, a pesar de que los cambios en inclinación y los intervalos de tiempo son mucho más pequeños (comparar con A). También se ven claramente los modelos de variación de los dos tipos de sismicidad que normalmente preceden y acompañan las erupciones del volcán Kilauea. (Modificado de Tilling et al., 1987).

lo cual a su vez da inicio a la inflación y a la sismicidad. En algunos volcanes, tales fenómenos ocurren en ciclos, como aquellos que han sido bien documentados en el volcán Kilauea (Fig. 4.24) y en algunos otros volcanes bien estudiados en el Japón, Islandia y otros lugares.

En general, la inflación preeruptiva ocurre gradual y lentamente, en períodos de tiempo de semanas hasta años. Típicamente, tal inflación se evidencia por el incremento en la inclinación del suelo y por la ocurrencia de sismos de período corto (tipo A), posiblemente acompañados también por cambios detectables en otros parámetros geofísicos y en la geoquímica de las fumarolas, fuentes termales y lagos ubicados en el volcán. Con el inicio de una erupción o intrusión, es posible que ocurra una deflación rápida al darse una acelerada despresurización en el reservorio magmático. Durante la deflación, los cambios en inclinación y en desplazamientos verticales y horizontales de los hitos tienden a ser opuestos a aquellos durante la inflación preeruptiva, pero no necesariamente iguales en magnitud. Con la deflación, por lo general los sismos tipo A disminuyen en número y tamaño. Los sismos de período largo (tipo B) pueden ocurrir antes de la erupción y comúnmente ocurren con una frecuencia creciente, reflejando los reajustes de esfuerzos relacionados a la salida de magma para alimentar una erupción o una intrusión (Fig. 4.24). La ocurrencia de tremor volcánico, que generalmente precede y acompaña a la sismicidad volcánica de otros tipos, es uno de los mejores indicadores de movimiento de magma o fluído y, por lo tanto, de una posible actividad volcánica. Tal como fue discutido anteriormente, el tremor volcánico ocurre durante todas las erupciones, precede a algunas y puede ocurrir sin que el proceso culmine en erupción.

Sin embargo, hay algunos casos documentados que no demuestran ni incremento alguno en la sismicidad ni deformación del edificio antes de erupciones importantes. Estos casos representan la excepción a nuestra suposición general y no están bien entendidos, ya que el monitoreo de base es limitado y cubre solamente períodos cortos de tiempo. En tales casos, parece que el edificio no se presuriza significativamente debido a zonas de debilidad local (p.e. Mount St. Helens, 1980) o porque vento el se encuentra prácticamente abierto en virtud de erupciones o intrusiones anteriores (p.e. volcán Pagán 1981, Islas Marianas; volcán Mayón 1984, Filipinas; Nevado del Ruiz 1985, Colombia). Así, el pronóstico de tales erupciones puede complicarse por falta de monitores de deformación en áreas críticas, o por un error en reconocer la posibilidad de que una actividad anterior sin registro o pobremente registrada haya debilitado significativamente el edificio y/o limpiado el conducto magmático y los centros de emisión.

A la fecha, los pronósticos y predicciones a corto plazo han sido empíricos y basados exclusivamente en el *reconocimiento del modelo*--el reconocimiento de un modelo característico de comportamiento precursor y su relación con la erupción resultante. El comportamiento precursor puede ser un ciclo de inflación-deflación o algún otro modelo recurrente y característico de cambios en el estado del volcán. Si se conoce que un modelo particular ha precedido a una erupción anterior, la recurrencia de este modelo sugiere la posibiliidad de otra erupción. La identificación confiable de los modelos recurrentes de comportamiento precursor, escencial para el pronóstico de erupciones, requiere de muchos años o décadas de monitoreo volcánico entre y durante actividades eruptivas. La experiencia adquirida en volcanes bien estudiados ha demostrado ampliamente que los datos de monitoreo que se necesitan para reconocer los modelos y para pronósticos de erupciones se obtienen de mejor manera con una combinación de enfoques que confiando en un método único. Por lo tanto, un monitoreo óptimo requiere un esfuerzo multidisciplinario.

La parte indispensable en reconocer posibles modelos de comportamiento volcánico es la obtención de datos base de monitoreo tanto para volcanes activos como para volcanes en reposo, pero potencialmente activos. Solamente al reconocer el rango de variación (estacional o cíclica) de los parámetros monitoreados cuando el volcán está en reposo, se puede detectar sin ambigüedades un desvío de la línea base o comportamiento "normal", lo cual podría augurar una renovada actividad. Es importante establecer líneas de base hasta para volcanes con un largo período de reposo, ya que éstos podrían tener frecuencias eruptivas de muchos siglos y, por lo tanto, podrían no ser considerados "activos" (lo cual se define generalmente como haber erupcionado en tiempos históricos). Por ejemplo, en los USA, se están llevando a cabo estudios para establecer datos de línea base para varios volcanes actualmente en reposo en la Cordillera Cascades y para algunos sistemas de caldera que han dado señales de intranquilidad en fechas recientes (p.e. Dzurisin et al., 1982, 1983 a; Jachens et al., 1983; Hill, 1984; Chadwick et al., 1985; Denlinger et al., 1985; Mortensen & Hopkins, 1987; y Dzurisin & Yamashita, 1987).

La adquisición de datos base no necesita ser contínua, aunque las mediciones en las redes deberían repetirse siguiendo un cronograma regular (p.e. cada tantos años). Si un volcán comenzara a mostrar un incremento en la actividad sísmica u otras señales de intranquilidad, los estudios de monitoreo deberían acelerarse y volverse más contínuos.

Algunos ejemplos

En el siglo 20 se han conseguido avances considerables en la joven ciencia de la vulcanología, en particular referente a nuestra comprensión de los fenómenos volcánicos y en las técnicas de monitoreo volcánico. Menor progreso se ha logrado en nuestra habilidad de pronosticar o predecir la actividad volcánica. Sin embargo, para aquellos volcanes que han sido estudiados a fondo a lo largo de varios episodios eruptivos, los vulcanólogos están en la capacidad de detectar rutinariamente y monitorear la actividad precursora de una posible erupción. La capacidad actual para reconocer tanto desvíos tempranos del comportamiento normal como el incremento en la probabilidad de que ocurra la actividad, representan un importante paso adelante en la predicción de erupciones. El reconocimiento oportuno de los indicadores de la actividad precursora permite tener un cierto tiempo de ventaja para incrementar los estudios de monitoreo y para aconsejar y educar a las autoridades encargadas del manejo de emergencias, a las autoridades seccionales y al pueblo en general sobre la actividad potencial y los peligros asociados a ésta. Igual importancia tiene el reconocer oportunamente que un episodio eruptivo o una crisis volcánica ha llegado a su fin; el reconocimiento de tal situación permite a las autoridades declarar finalizadas la evacuación y otras medidas de emergencia, para de esta manera minimizar los costos socio-económicos y la alteración de la vida cotidiana en la región afectada.

La sismicidad precursora ha guiado a los observadores para llegar a las zonas de crisis antes del inicio de todas las erupciones del Kilauea desde 1979 (Decker, 1986). De igual manera las autoridades, encargadas de dar respuesta a las emergencias en Hawaii, confían rutinariamente en los avisos emitidos por el Observatorio Vulcanológico de Hawaii sobre la necesidad de evacuar ciertas áreas, carreteras y senderos, así como en los informes respecto a cuándo pueden regresar sin peligro las personas evacuadas Por ejemplo, en base al incremento en la sismicidad precursora y en la tasa de inflación de la parte alta del edificio volcánico, Decker y sus colaboradores (1983) pronosticaron que "la probabilidad de una erupción del volcán Mauna Loa se incrementa significativamente durante los próximos dos años". En marzo de 1984 el volcán, que estuvo inactivo desde julio de 1975, inició una erupción que duró 3 semanas (Lockwood et al., 1985).

Hablando estrictamente, las anticipaciones exitosas de los sitios probables y de los intervalos de tiempo de actividades eruptivas en Hawaii fueron pronósticos, mas no predicciones, de acuerdo a las definiciones dadas al inicio de este capítulo, ya que no se fijó anticipadamente los tiempos exactos de ocurrencia de las erupciones. Sin embargo, el casi perfecto registro de

pronósticos exitosos en Hawaii y de predicciones de erupciones asociadas a la formación del domo en el Mount St. Helens desde junio 1980 (Dzurisin et al., 1983b; Swanson et al., 1983, 1985) representa un avance significativo en la capacidad de predicción. Un ejemplo de una predicción exitosa en el volcán Mount St. Helens con su respectiva narración de los hechos se presenta en la Fig. 4.25 y en la Tabla 4.1.

Sin embargo, se debería enfatizar que los pronósticos realizados en Hawaii son para un escudovolcán que ha sido intensamente estudiado durante décadas, y que las predicciones de los eventos relativamente pequeños y no explosivos del Mount St. Helens involucran un programa intenso de monitoreo sofisticado. No es razonable asumir que los logros obtenidos en Hawaii y en el Mount St. Helens puedan ser fácilmente alcanzados o aplicados a erupciones más voluminosas y explosivas en otros volcanes. Hasta la fecha, sólo un pequeño número de erupciones explosivas han sido predichas con éxito, mayormente en base a monitoreo sísmico y de deformación del suelo: volcán Tolbachick, Kamchatka, URSS (Tokarev, 1978); Mount St. Helens, USA (Swanson et al., 1985); y Sakurajima, Japón (Ishihara, 1988).

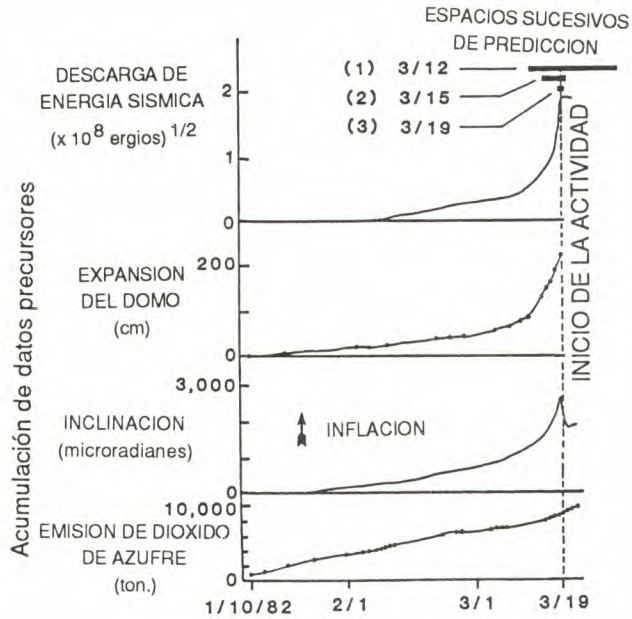


Fig. 4.25. Los incrementos en las tasas de actividad precursora sirvieron de base para la exitosa predicción del inicio del episodio eruptivo entre marzo y abril de 1982 en el Mount St. Helens (modificado de Swanson et al., 1985, Fig. 3). La expansión del domo es medida por medio de indicaciones EDM de los desplazamientos horizontales (aunque datos comparables fueron obtenidos por mediciones en las fracturas), los cambios en inclinación por medio de inclinómetros electrónicos y la emisión de dióxido de azufre por medio de un espectrómetro de correlación (COSPEC). En la tabla 4.1 se presentan extractos de las narraciones de los hechos y predicciones (1), (2) y (3) dadas a conocer el 12, 15 y 19 de marzo respectivamente; las barras oscuras indican los espacios de predicción sucesivamente más angostos.

Retos en el Monitoreo Volcánico y en la Predicción de Erupciones

Esta sección se basa en el trabajo convincente que de este tópico hace Newhall (1984). Si bien se ha logrado un gran progreso en las recientes décadas, hay importantes retos con los que todavía deben enfrentarse los vulcanólogos al desarrollar el conocimiento del monitoreo volcánico y de la predicción de erupciones a una escala mundial.

La Necesidad de Gestiones Sostenidas y Eficaces de Monitoreo

Más de 20.000 personas perecieron en el desastre volcánico del Nevado del Ruiz en 1985 (Colombia), a pesar de que ya se había implementado algún monitoreo volcánico, y se reconoció el potencial peligro debido a flujos de lodo, meses antes de la erupción y de los devastadores flujos de lodo del 13 de noviembre (ver CAPITULO 5). Probablemente se podría haber reducido substancialmente el número total de víctimas si la comunicación entre los vulcanólogos y las autoridades de protección civil así como las medidas de respuesta a la emergencia, hubiesen sido más eficaces (Herd et al., 1986; Podesta & Olson, 1988; Tomblin, 1988; Voight, 1988). Un factor que contribuyó fue la falla, tanto nacional como internacional, de no implementar rápidamente una gestión sostenida de monitoreo en el Nevado del Ruiz, involucrando a científicos experimentados y equipo y métodos avanzados, durante todo el año de intranquilidad que precedió a la erupción. Un aumento oportuno en la ayuda internacional en el sitio pudo haber producido un pronóstico más preciso, el cual a su vez hubiera mejorado tanto la comprensión como el interés fuera de la comunidad científica. Hubiesen respondido más ardorosamente tanto las autoridades como el pueblo afectado si los avisos de los científicos se habrían basado en más y mejores datos de monitoreo y en un pronóstico más preciso? Nunca lo sabremos. Definitivamente la experiencia del Ruiz establece el hecho de que la información generada por el monitoreo volcánico y por los mapas de zonificación del peligro se pierde a no ser que ésta sea eficazmente comunicada a las autoridades de defensa civil, las mismas que deben actuar sin tardanza.

Solamente un pequeño número de los volcanes activos o potencialmente activos están siendo vigilados o monitoreados sostenidamente, y casi todos ellos se encuentran ubicados en países desarrollados (Tilling, 1989). Los volcanes más peligrosos son todavía los menos estudiados. De esta manera, para lograr la mitigación eficaz de los peligros volcánicos a escala global, es necesario implementar un sostenido y adecuado monitoreo en muchos otros volcanes de alto riesgo; la mayoría de estos volcanes están ubicados en los países en vías de desarrollo, los mismos que no disponen de suficientes recursos, tanto económicos como científicos, para ejecutar los estudios necesarios. En el caso de existir una falta de expertos científicos

TABLA 4.1. Ejemplos de narraciones de los hechos y de predicciones al inicio del episodio eruptivo de marzo-abril 1982 del Mount St. Helens (modificado de Swanson et al., 1985).

Hora	Fecha	Narración de los hechos o predicción
0900	Marzo 5	*Narración de los hechos* : "Sismicidad...se incrementó alrededor del 21 de febrero y ha permanecido en valores algo superiores al nivel base desde aquella fecha...Mediciones realizadas la semana pasada (27 de febrero) indican sólo una lenta deformación del suelo...y no hay incrementos significativos en las emisiones de gas..."
		[Las mediciones efectuadas después de las 0900 horas del 5 de marzo indican un incremento en las tasas de deformación]
0800	Marzo 12	*Narración de los hechos y predicción (1)* : "La sismicidad...continúa a niveles elevados...las tasas de deformación del suelo en el cráter se han incrementado durante las últimas dos semanas...En base a las tasas de deformación, es probable que una erupción ocurra dentro de las próximas 3 semanas. La deformación está circunscrita a la zona del cráter, lo cual sugiere que ocurrirá una actividad renovada de crecimiento de domo."
		[Las mediciones del 15 de marzo indicaban una deformación altamente acelerada]
1900	Marzo 15	*Predicción actualizada (2)*: "...una erupción, plausiblemente del tipo de construcción de domo, comenzará probablemente dentro de 1 a 5 días."
		[Las tasas de deformación y la descarga de energía sísmica continuaban en rápido crecimiento]
0900	Marzo 19	*Predicción actualizada (3)*: "...una erupción comenzará pronto, probablemente dentro de 24 horas. Las características tanto de la sismicidad como de la deformación de la zona del cráter indica que la actividad más verosímil es el crecimiento del domo."
1927	Marzo 19	INICIO DE LA ERUPCION (ver texto)

nacionales y de equipo de monitoreo, la comunidad internacional debe proporcionar una asistencia adecuada, rápida y sostenida durante una crisis o desastre volcánico (ver CAPITULO 6). Asimismo, los programas de cooperación internacional en vulcanología deberían poner más énfasis en monitoreo y estudios pertinentes de volcanes explosivos identificados como de alto riesgo, mucho antes de que una crisis se desarrolle en cualquiera de ellos.

La Necesidad de una Base Ampliada de Monitoreo

La tragedia del Ruiz proporciona la dura lección de que un nivel de monitoreo mínimo debe establecerse en todo volcán de alto riesgo. El monitoreo mínimo requerido dependería de cada volcán en particular, y de los recursos científicos disponibles. En general, tal monitoreo incluiría los elementos listados a continuación [modificado de una lista preparada por la Organización Mundial de Observatorios Vulcanológicos (WOVO), una comisión de trabajo del IAVCEI; Tilling, 1982]:

- Mapeo geológico y otros estudios para definir los peligros potenciales y mejorar el entendimiento sobre la actividad prehistórica.
- Una red sismométrica de cuatro estaciones, con telemetría y una alarma que suene en el caso de que la sismicidad sobrepase un umbral pre-establecido.
- Inclinómetros telemétricos de registro contínuo a dos componentes (a distancias cercanas, medianas y lejanas) y estaciones inclinométricas adyacentes para verificar y calibrar cada inclinómetro.
- Un sistema de alarma para flujos de lodo (si existe el peligro potencial para que ocurran flujos de lodo).
- Una red modesta de EDM (distanciométrica).
- Repetición periódica de las medidas en las estaciones de las redes inclinométricas y EDM--para establecer la estabilidad de los hitos y datos de línea base.
- Observaciones periódicas de los cambios físicos en la vecindad del volcán (p.e. aparecimiento de nuevas fumarolas y/o cambios en áreas fumarólicas conocidas,

fracturamiento del terreno y otras señales de inestabilidad, cambios inexplicables o daños en la vegetación).
- Recolección e interpretación de todas las fuentes de información, mapas y documentos sobre el comportamiento pasado del volcán.
- Recolección de manuales y publicaciones sobre instrumentos, técnicas de monitoreo e historias de otros volcanes comparables.

La Necesidad de más Puestos de Observación

La tendencia eventual en el monitoreo será hacia una mayor automatización de los equipos y análisis computarizado de los datos enviados por telemetría a una central de acopio de datos. Sin embargo, el valor de un observador local no debe subestimarse como un monitor eficaz y de bajo costo. Un observador local que está íntimamente familiarizado con el volcán y que lo examina frecuentemente y con mucho cuidado podría ser el primero en reconocer la presencia de actividad precursora de una erupción. Esto es especialmente válido si el observador ha recibido capacitación en vulcanología básica, si los datos de monitoreo no son analizados e interpretados en forma expedita en el centro de acopio de datos, o si existen problemas de tipo electrónico o telemétrico, resultando en períodos en los que no hay envío de datos al centro de acopio. Además puede resultar más económico en algunos países en vías de desarrollo el tener instrumentos de monitoreo a ser leídos por observadores de campo locales en vez de enviar los datos por telemetría al centro de acopio.

Uno de los mejores ejemplos del empleo de observadores locales es en Indonesia. El establecimiento y operación de una red de observatorios sencillos ocupados por observadores capacitados ha alcanzado un éxito considerable en la mitigación de los peligros. Este programa de bajo costo ha sido eficaz en reducir el número de víctimas durante las erupciones explosivas del volcán Merapi y otros volcanes en Indonesia.

No obstante, los avances tecnológicos en telemetría (incluyendo la telemetría vía satélite), una demanda creciente de mejor calidad así como una obtención más rápida de los datos, y costos cada vez más altos para el mantenimiento de pequeñas estaciones de campo, eventualmente convertirán a la telemetría y al registro centralizado en algo indispensable así como más eficiente en costos. Cuando hay limitaciones en técnicos expertos, la telemetría puede proporcionar, en tiempo real, los datos pertinentes a los pocos científicos de un país que tienen la experiencia para interpretarlos. Los sistemas telemétricos son costosos y posiblemente requieren de mayor destreza en técnicas electrónicas que la disponible, pero una inversión inicial en equipos y capacitación en electrónica puede resultar en una mejor y más oportuna interpretación de datos. El procesamiento de datos en observatorios centralizados se está automatizando cada día más, permitiendo de esta manera una aplicación mayor de los análisis computarizados y en tiempo real de los datos provenientes de un monitoreo sísmico contínuo.

Desarrollo y/o Refinamiento de Métodos e Instrumentos Existentes

Otro reto importante en el monitoreo volcánico es la necesidad de mejorar las técnicas existentes de monitoreo e incrementarlas. El monitoreo sísmico alcanzó recientemente un logro mayor, que está comenzando a ser aplicado, en el desarrollo de sistemas computarizados, portátiles, de amplia distribución, basados en computadoras personales (PC) para obtención en línea, digitalización y análisis de datos sísmicos. Se necesita un avance paralelo en el monitoreo de deformación, particularmente en el refinamiento de las medidas de precisión. Con demasiada frecuencia ocurre que el ruido en los datos oscurece, o se confunde, con los indicadores genuinos del movimiento precursor del magma. Se necesitan más determinaciones más precisas, más absolutas de la deformación vertical y horizontal para mejorar la resolución de la tasa de ascenso de magma, volumen y profundidad de la fuente de magma, y otra información que no es fácilmente obtenible por medio de datos sísmicos. El sistema de ubicación global (GPS-Global Positioning System) y otras mediciones geodésicas por vía satélite (p.e. Prescott & Svarc, 1986; Schutz, 1987) prometen una amplia aplicación en el futuro, si la resolución de unas partes por millón, requerida para el monitoreo volcánico, puede ser obtenida rutinariamente y si se bajan los costos operativos y de equipos. Con una distribución amplia y con costos suficientemente bajos, talvez se pueda utilizar el GPS en estaciones telemétricas permanentes.

Desarrollo y/o Refinamiento de Métodos e Instrumentos para el Monitoreo Contínuo

También se necesita lograr un progreso en el desarrollo de equipos confiables de registro contínuo para el monitoreo. Actualmente, tales sistemas están rutinariamente disponibles sólo para monitorear la sismicidad y la deformación del suelo. En unos pocos volcanes estudiados a detalle, los mareógrafos gravímetros, extensómetros, dispositivos para medir la concentración de hidrógeno y configuraciones geoeléctricas experimentales permiten un monitoreo contínuo limitado de la deformación vertical y horizontal, de los parámetros geoquímicos y de los fenómenos geoeléctricos. El monitoreo contínuo representa la más alta probabilidad para detectar la actividad precursora de corto plazo y para determinar de manera más completa la variabilidad de tal actividad; de igual forma, este monitoreo contínuo facilita la adquisición de datos críticos antes y durante las erupciones, sin poner en peligro a los vulcanólogos.

Reconocimiento de los Precursores de Erupciones que son Tenues o Ampliamente Separados en el Tiempo y en el Espacio

Un prerequisito para el reconocimiento de la actividad precursora tenue en un volcán es una base de datos sobre el comportamiento normal; mientras más largo sea el período que abarca la base de datos, más altas serán las posibilidades de

detectar los precursores tenues. Una manera general de crear esta base de datos es compilando una serie contínua de registros en tiempo de cada cambio reportado o medido(p.e. sismos, comportamiento usual de los animales, variaciones en la emisión de fumarolas y fuentes termales) hasta distancias de algunas decenas de km del volcán, aunque el significado de cada cambio no sea entendido de inmediato. Muy a menudo, los cambios que no se entienden son descartados y olvidados, para luego ser reconocidos como significativos después de la erupción.

Adicionalmente, sería importante incrementar la comunicación entre todos los grupos que aportarían con observaciones pertinentes--otros geocientíficos, pilotos de aerolíneas comerciales, topógrafos y residentes locales--de tal manera que los vulcanólogos puedan conocer de cambios que normalmente no se monitorean, y para que cada especialista aporte sugerencias sobre el significado de las observaciones que otros no hubiesen considerado. La compilación de la actividad precursora de erupciones históricas en el mundo, tal como se ha realizado recientemente para períodos de intranquilidad en grandes calderas (Newhall & Dzurisin, 1988), proporciona una fuente adicional de datos que podrían revelar relaciones hasta ahora desconocidas entre la actividad precursora y el comportamiento eruptivo.

El Desarrollo de Técnicas para Pronosticar el Momento del Clímax de una Erupción

Algunas erupciones alcanzan su clímax en minutos u horas a partir de su comienzo; otras no llegan a su punto culminante sino en meses o años. Por ejemplo, de las 205 erupciones explosivas de importancia a nivel mundial, 92 alcanzaron su clímax en el primer día de erupción, muchas de ellas en su primera hora (Simkin & Siebert, 1984). Por otro lado, la erupción de 1815 del volcán Tambora (Isla de Sumbawa, Indonesia)--la mayor y más letal de todas las erupciones históricas--llegó a su clímax a los 3 años de haberse iniciado. Tales observaciones deberían advertir a los vulcanólogos que nunca lleguen a suponer que lo peor ha pasado luego de la fase eruptiva inicial. Sin embargo, existen técnicas aún no descubiertas que nos permitan pronosticar si una erupción llegará a su clímax inmediatamente o mucho después del inicio de la misma? El estado actual de nuestro conocimiento es inadecuado para enfrentar esta pregunta.

Incremento en el Uso de Otras Técnicas para Pronosticar el Tipo y la Magnitud de una Erupción

Los vulcanólogos se basan en el reconocimento de modelos en el monitoreo de datos y utilizan el comportamiento eruptivo del volcán en el pasado para pronosticar el tipo, magnitud y tiempo de la erupción. Sin embargo, e inclusive en volcanes bien estudiados, la relación entre los precursores y la naturaleza de la actividad por producirse es muy compleja y variable. Por lo tanto, un objetivo importante en la vulcanología es definir con mayor exactitud la región de la fuente de magma; tamaño potencial, contenido de volátiles, viscosidad, tasa de reabastecimiento y presión del abastecimiento de magma; y la configuración y resistencia a la deformación del conducto magmático.

Algunos trabajos prometedores que podrían ser aplicados aquí son la geobarometría de precisión de estudios petrográficos, la determinación del contenido preeruptivo de volátiles en el magma, y la comparación de los contenidos pre-eruptivos de volátiles en erupciones explosivas y no-explosivas, históricas y prehistóricas (p.e. Melson, 1983; Devine et al., 1984; Sigurdsson et al., 1985a). Existen otros estudios geoquímicos de productos eruptivos que podrían proporcionar pistas adicionales? Existen nuevas maneras de correlacionar los cambios en la composición del magma y/o en sus propiedades físicas con las modalidades observadas de degasificación, o con los modelos cambiantes de sismicidad y deformación del suelo? Existen técnicas geofísicas no descubiertas o no comprobadas que podrían responder a las preguntas básicas sobre la generación, ascenso, almacenamiento y, por último, intrusión o erupción del magma?

La Minimización de las "Falsas Alarmas"

La ocurrencia de actividad precursora no siempre culmina en erupciones; el magma y/o los fluídos en ascenso no necesariamente llegan hasta la superficie, dando como resultado solamente intrusiones subsuperficiales. Actualmente, la esperanza más concreta para llegar a distinguir los precursores que podrían llevar a una erupción está en el monitoreo cuidadoso y contínuo de un volcán a través de muchos ciclos tanto eruptivos como de tranquilidad, para comprender el rango completo de sus modelos característicos. Sin embargo, éste es un proceso de probar y comprobar en el cual los errores podrán ser minimizados pero probablemente nunca eliminados.

Talvez con el tiempo, conforme el conocimiento científico sobre el funcionamiente de los volcanes vaya incrementándose, sea posible distinguir entre procesos precursores que terminan en intrusiones en subsuperficie de aquellos que culminan en erupciones. Sin embargo, hasta que esta distinción no sea rutinaria y confiable, parece prudente tratar cada caso de ocurrencia de actividad precursora como que tiene el potencial de culminar en erupción y aconsejar correspondientemente a las autoridades de defensa civil. Con este enfoque prudente, las "falsas alarmas" (en realidad erupciones abortadas) serán inevitables. Una solución actual, muy necesaria, pero parcial, al problema de las falsas alarmas, es educar a las autoridades gubernamentales y al público en general sobre la naturaleza probabilística de los pronósticos y de las predicciones y sobre las limitaciones inherentes a la información científica sobre la cual éstas están basadas. Sin embargo, un reto igualmente serio para la vulcanología es la minimización de las falsas alarmas por medio de un reconocimiento más confiable de los modelos--un reto que conlleva nuevos desarrollos en, y la expansión de, el monitoreo volcánico. Si la sociedad desea maximizar la respuesta eficaz a las advertencias sobre los peligros volcánicos, debe estar preparada a aceptar las consecuencias de las inevitables falsas alarmas. Las mismas falsas alarmas pueden proporcionar, a través de una evaluación objetiva de la respuesta científica y pública a una crisis volcánica que terminó sin una erupción, lecciones valiosas a utilizarse en implementar o mejorar los planes de contingencia para la próxima crisis, la cual podría culminar en erupción.

APENDICE 4 1. TIPOS MAS UTILIZADOS DE INCLINOMETROS ELECTRONICOS

Los tipos más comunes de inclinómetros electrónicos de uso corriente son: inclinómetro de péndulo, inclinómetro de cuba de mercurio e inclinómetro de burbuja. La descripción de estos sistemas, presentada a continuación, es un resumen de Banks (1984). Tal como se descubrió hace décadas en Japón y Hawaii, el movimiento de la base de un sismómetro de péndulo horizontal de período largo proporciona una medida sensible de la inclinación. Teóricamente, dos sismómetros de este tipo operando en ángulo recto entre sí pueden resolver vectores de inclinación de hasta alrededor de 0.1 a 0.2 microradianes, pero tales sistemas tienen un estrecho rango dinámico, están sujetos a movimientos espúreos o no genuinos en relación a la inclinación del volcán, y no son muy portátiles. Los modernos inclinómetros electrónicos de péndulo utilizan un péndulo suspendido y dos pares de sensores instalados debajo de éste en ángulo recto, permitiendo de esta manera obtener una solución para los vectores de inclinación. Tales inclinómetros tienen un extenso rango dinámico y pueden ser instalados en pozos de perforación para minimizar las perturbaciones atmosféricas y termales de superficie.

Un inclinómetro de cuba de mercurio instalado en una bóveda subterránea (Uwekahuna) ha registrado de manera contínua la inclinación del terreno en el volcán Kilauea desde el año 1967 (Decker & Kinoshita, 1972). Este instrumento, que es similar al inclinómetro de tubos de agua, utiliza el cambio de nivel del mercurio líquido en dos cubas interconectadas, registrando los cambios en capacitancia entre la superficie del mercurio en la cuba y una placa de capacitancia suspendida rígidamente sobre la cuba. Los cambios en capacitancia medidos, los cuales son inversamente proporcionales a la distancia entre la placa y la superficie del mercurio, son procesados electrónicamente, convertidos a cambios de inclinación y graficados en forma contínua de un registrador analógico. Inclinómetros de cuba de mercurio (o de tubos de mercurio) son, típicamente, sistemas de componente único, y por lo tanto se requieren dos instrumentos instalados en ángulo recto para medir la magnitud y la dirección de los cambios de inclinación. A pesar de que los inclinómetros de cuba de mercurio pueden detectar basculamientos de 0.1 microradianes, éstos tienen un rango dinámico de apenas unos 25 microradianes. Esta limitación, combinada con su dificultad de movilización y mantenimiento, excluye definitivamente la instalación de inclinómetros a cuba de mercurio en sitios remotos que experimentan fluctuaciones en la inclinación mayores al pequeño rango dinámico del instrumento.

Avances recientes en microelectrónica han permitido el desarrollo de inclinómetros electrónicos a burbuja sencillos y relativamente baratos (p.e. Westphal et al., 1983). La configuración de los sensores electrónicos a burbuja puede variar ampliamente, dependiendo del modo de instalación (plataforma o pozo de perforación) y de factores de diseño, pero todos estos instrumentos alcanzan una resolución de 0.1 microradianes en los cambios de inclinación. Tienen un amplio (y ajustable) rango dinámico y son robustos, compactos y livianos; de esta manera estos instrumentos son apropiados para ser instalados en sitios ubicados en partes altas de las laderas del volcán, accesibles sólo a pie, donde los cambios en inclinación serán los más pronunciados. Los datos inclinométricos pueden ser registrados en el sitio durante 2-3 meses o transmitidos por telemetría a un observatorio central. Los inclinómetros de burbuja están siendo utilizados con éxito para vigilar la actividad del domo de lava en el Mount St. Helens (Dzurisin et al., 1983 b). Wyatt et al. (1984) han comparado algunos tipos de inclinómetros utilizados para medir deformación cortical.

APENDICE 4.2. FACTORES IMPORTANTES EN LAS MEDICIONES DE EDM

La distancia se determina por medio de una técnica de comparación de fases, donde el rayo de luz reflejada es convertido en una señal eléctrica. Ya que un intervalo de tiempo proporcional a la distancia se presenta entre la transmisión y la recepción de la señal, la fase de la señal de referencia ha tenido un avance en relación a aquella de la señal de retorno. En los instrumentos modernos de EDM, las relaciones de fase entre las señales de referencia y retorno son comparadas por una microcomputadora interna y convertidas en lecturas directas de distancia. En los instrumentos más antiguos, la distancia medida debe ser calculada manualmente a partir de las lecturas del desfase.

La distancia máxima que puede medir un instrumento de EDM está determinada por tres factores: potencia y diseño del instrumento, tipo de reflector, y condiciones atmosféricas. La fuerza de la señal depende de la potencia enviada al al generador laser, de la longitud de onda del rayo laser generado, y de la sensibilidad del receptor electrónico. Por lo general, una luz de laser visible y de color rubí (helio-neón) tiene un alcance mayor que una luz laser invisible (infrarroja). El alcance máximo puede llegar a ser de hasta 60 km para un instrumento de laser He-Ne, pero sólo de 20 km o menos para la mayoría de instrumentos de luz infrarroja. Sin embargo, la mayoría de las distancias medidas en una red distanciométrica (EDM) es menor a 10 km. La accesibilidad de los hitos y la línea de vista entre ellos, y la mayor precisión obtenida en líneas más cortas, son generalmente consideraciones más importantes a ser tomadas en cuenta en el diseño de la red que la distancia máxima entre hitos.

Los reflectores pueden ser de cualquier material capaz de reflejar de vuelta al instrumento el rayo laser con una intensidad suficiente como para ser receptado y procesado por el sistema óptico-eléctrico del instrumento. El reflector puede ser tan sencillo como una tela de pantalla de proyección o un reflector plástico de autopista. Sin embargo, tales reflectores sólo pueden ser utilizados para mediciones de distancias cortas, rara vez mayores a 200 m, y de ninguna utilidad para la mayoría de las aplicaciones de monitoreo. Para obtener una señal de intensidad fuerte, como la demandan la mayoría de las mediciones, se requieren reflectores de vidrio compuestos sea por tres espejos ortogonales o por un retroreflector de tipo cubo-esquinado, fabricados con un vidrio óptico sellado de alta calidad. Se utilizan uno o más de tales reflectores para medir distancias mayores a 1 km; los cubos esquinados dan una mejor reflección pero cuestan 3-5 veces más que los espejos ortogonales.

Talvez son las condiciones atmosféricas las que presentan los mayores problemas para el uso de las técnicas distanciométricas (EDM). Condiciones lluviosas, nubosas, brumosas o con humo, entre los hitos de medida, pueden disminuir en gran manera el alcance efectivo del instrumento y, en las peores condiciones, pueden impedir las mediciones. Factores atmosféricos tales como absorción, radiación de base y dispersión, reducen exponencialmente la máxima distancia que puede ser medida.

Las medidas de EDM deben ser corregidas en función del índice de refracción del aire por el cual atraviesa el rayo laser. Para obtener la mejor precisión, el índice de refracción a lo largo de todo el trayecto del rayo de luz es determinado por medio de un avión liviano o de un helicóptero, el mismo que registra la temperatura del aire, su presión y humedad, durante las mediciones distanciométricas. Sin embargo, este procedimiento es prohibitivamente costoso en muchos casos, inclusive si hay disponibilidad de vehículo de transporte aéreo y de los equipos de registro. Por lo tanto, un procedimiento más común, aunque mucho menos preciso, para compensar errores relacionados a la refracción, consiste en asumir una humedad estándar (generalmente una corrección de 0.5 ppm para líneas < 5 km) y medir la temperatura y la presión en cada extremo de la línea de EDM al inicio, final y algunos tiempos intermedios durante la medición. El sacrificio en precisión se compensa parcialmente con la reducción en el tiempo de medida, permitiendo de esta manera efectuar un mayor número de mediciones durante un período dado de tiempo.

Para una "trilateración" precisa, es necesario efectuar una corrección por curvaturas de terreno y rayo de luz, si la distancia es mayor a 8.5 km (Meade, 1969); sin embargo, para un monitoreo simple de cambios en longitudes de línea, esta corrección no es necesaria. En años recientes, un instrumento experimental bicolor EDM a Laser (Slater & Huggett, 1976; Langbein et al., 1982), el mismo que elimina la necesidad de correcciones atmosféricas, ha sido utilizado con buenos resultados en el monitoreo de la deformación del terreno en la caldera de Long Valley (Hill, 1984; Linker et al., 1986). Sin embargo, actualmente, el sistema EDM bicolor tiene un alcance menor y es mucho más costoso y menos disponible que los instrumentos EDM convencionales.

APENDICE 4.3 INESTABILIDAD DE HITOS Y SITIOS DE MEDIDA

Es fundamental en cualquier técnica de monitoreo de la deformación del suelo la buena instalación y ubicación de sitios de referencia en la superficie del volcán. Estos sitios de referencia comúnmente se denominan hitos de medida, o hitos simplemente, y no se puede sobreenfatizar su instalación apropiada. Una apropiada instalación de los hitos puede requerir un esfuerzo y costos considerables, para asegurar que éstos se muevan en respuesta a las presiones subsuperficiales inducidas por el volcán, y no en respuesta a inestabilidades superficiales. Si existe cualquier posibilidad de que los desplazamientos medidos resulten de levantamiento por congelación, asentamiento gravitacional, o perturbación del hito por personas o animales, entonces hasta las mediciones más sofisticadas y precisas serán inútiles. La interpretación acrítica de tales datos de medida pueden llevar a conclusiones confusas y hasta destructivas, en detrimento de los esfuerzos efectivos en la mitigación de la peligrosidad.

Adicionalmente, los hitos deben estar dispuestos en configuraciones o redes que aseguren una detección óptima de la deformación en la magnitud y según el modelo esperados. Por ejemplo, las mejores configuraciones en volcanes cónicos son radiales y rodean a los centros de emisión; dependiendo del método de monitoreo utilizado, las configuraciones deben incluir estaciones instrumentales y de lectura tanto proximales como distales. Sin embargo, la configuración mínima para detectar erupciones en zonas de rift lineales, o inyección de diques, es perpendicular al rasgo, aún cuando la configuración sea tangencial a la forma general del volcán.

Los hitos ubicados en roca de basamento son generalmente los más estables, siempre y cuando se haya tomado en consideración el evitar problemas de bloques movidos, bloques potencialmente movibles, proximidad de pendientes fuertes o barrancos, y áreas sujetas a movimientos de fallas geológicas. Si los hitos deben ser ubicados en material no consolidado, tal como es un caso común en los estratovolcanes, se tiene que construir una base lo más grande posible para evitar movimientos posteriores a la instalación de la estación, debidos a causas ambientales o a la inestabilidad inherente al substrato del hito. Una instalación usualmente exitosa en un substrato no consolidado involucra el plantar por penetración en el depósito 4 o más tubos o varillas de acero inoxidable o de bronce, de diámetro grueso, a varios ángulos (idealmente hasta una profundidad donde ya no sea posible penetrar más, pero por lo menos hasta unos 2 a 3 metros), seguido por la construcción de una loza de concreto sobre e incluyendo estos tubos o varillas (ver Banks, 1984). Los hitos y/o inclinómetros se fijan a la loza. Se recomienda la instalación de hitos o inclinómetros adicionales para determinar si los sitios de los hitos y las instalaciones reflejan el verdadero movimiento de la superficie en deformación del volcán.

CAPITULO 5. ALGUNOS CASOS HISTORICOS RECIENTES

Raymundo S. Punongbayan

Instituto Filipino de Vulcanología y Sismología, Quezon City, Filipinas

Robert I. Tilling

U.S. Geological Survey, Menlo Park, California 94025

Introducción

Un programa eficaz de preparación contra desastres causados por los peligros naturales requiere de los siguientes componentes mutuamente interdependientes: preparación de mapas de zonificación del peligro o peligrosidad, planificación de la previsión, monitoreo (o vigilancia), predicción, y sistemas de advertencia y respuesta. Cada componente está constituído por una infraestructura de red y por un engranaje operativo. Los casos aquí seleccionados son tres de Filipinas y uno de cada uno de los siguientes países: Indonesia, Papua-Nueva Guinea, Colombia y Estados Unidos. Estos casos muestran el contraste de cómo las personas y las instituciones han enfrentado las crisis volcánicas y los problemas relacionados a éstas. Los programas de previsión de desastres de estos países involucrados diferían ampliamente en su estado de desarrollo: desde no existentes a emergentes, en desarrollo, hasta desarrollados.

Los casos de los volcanes Taal, Mayon y Canlaon (Filipinas) ilustran la evolución en el estado de preparación del país referente a los compontentes de monitoreo, predicción y aviso en la mitigación de la peligrosidad volcánica. En el Galunggung (Indonesia), una evaluación existente de los peligros en la fase pre-eruptiva y una respuesta rápida y espontánea compensaron las deficiencias de un sistema de monitoreo y de una capacidad de predicción y advertencia que estaban todavía en su etapa inicial. El caso del Rabaul (Papua Nueva Guinea) muestra como una crisis volcánica fue bien manejada por medio de una preparación anticipada de mapas de zonificación del peligro, de planes de contingencia y de un incremento en la vigilancia volcánica. El desastre del Nevado del Ruiz (Colombia) surgió de sistemas de comunicación, advertencia y respuesta defectuosos que anularon tanto los mapas pre-existentes sobre la zonificación de los peligros, como los esfuerzos de monitoreo desplegados por las instituciones involucradas. El caso de Estados Unidos proporciona un ejemplo de una respuesta relativamente buena frente a la reactivación del Mount St. Helens en 1980, después de una etapa de reposo de más de un siglo.

En este capítulo se discutirán brevemente cada una de las crisiş volcánicas mencionadas y las lecciones generales aprendidas de ellas.

Volcán Taal, Filipinas, 1965-1977

El volcán Taal, un estratovolcán intracaldera (14.00 N, 121.00 E) localizado en la Provincia de Batangas, ha tenido un registro de 33 erupciones desde su primera erupción conocida en 1572. Su erupción histórica más grande ocurrió en 1911, la cual mató a más de 1.300 personas (ver Tabla 2.1). Desde esa fecha el volcán Taal permaneció tranquilo hasta 1965, cuando nuevamente erupcionó de manera violenta. La erupción de 1965 y su actividad subsecuente hasta 1977 tuvieron lugar durante un período de tiempo en el cual los sistemas de monitoreo, de advertencia y de respuesta estaban parcialmente implementados y no habían sido puestos a prueba.

Los Eventos

El 28 de septiembre de 1965 a las 0200 (hora local), el volcán Taal comenzó a lanzar materiales incandescentes. Algo más de una hora más tarde, una poderosa explosión ocurrió en la vecindad del Monte Tabaro, formando una profunda bahía elongada en sentido NE-SW en la parte suroccidental de la isla (Fig. 5.1). Erupciones posteriores estuvieron localizadas a lo largo de esta bahía.

Pulsos eruptivos fuertes y contínuos formaron una columna de erupción de 20 km de altura. La mayoría de los piroclásticos de proyección aérea fueron depositados hacia el lado occidental del centro eruptivo. En la parte basal de la columna de erupción se formó una nube anular, en expansión hacia afuera, constituída por gas y partículas calientes; ésta fue la primera descripción de una oleada basal efectuada durante una erupción volcánica (Moore, 1967; Moore et al., 1966). Erupciones menores, posteriores a la erupción de 1965, formaron islotes de conos de escoria en el interior del cráter de explosión.

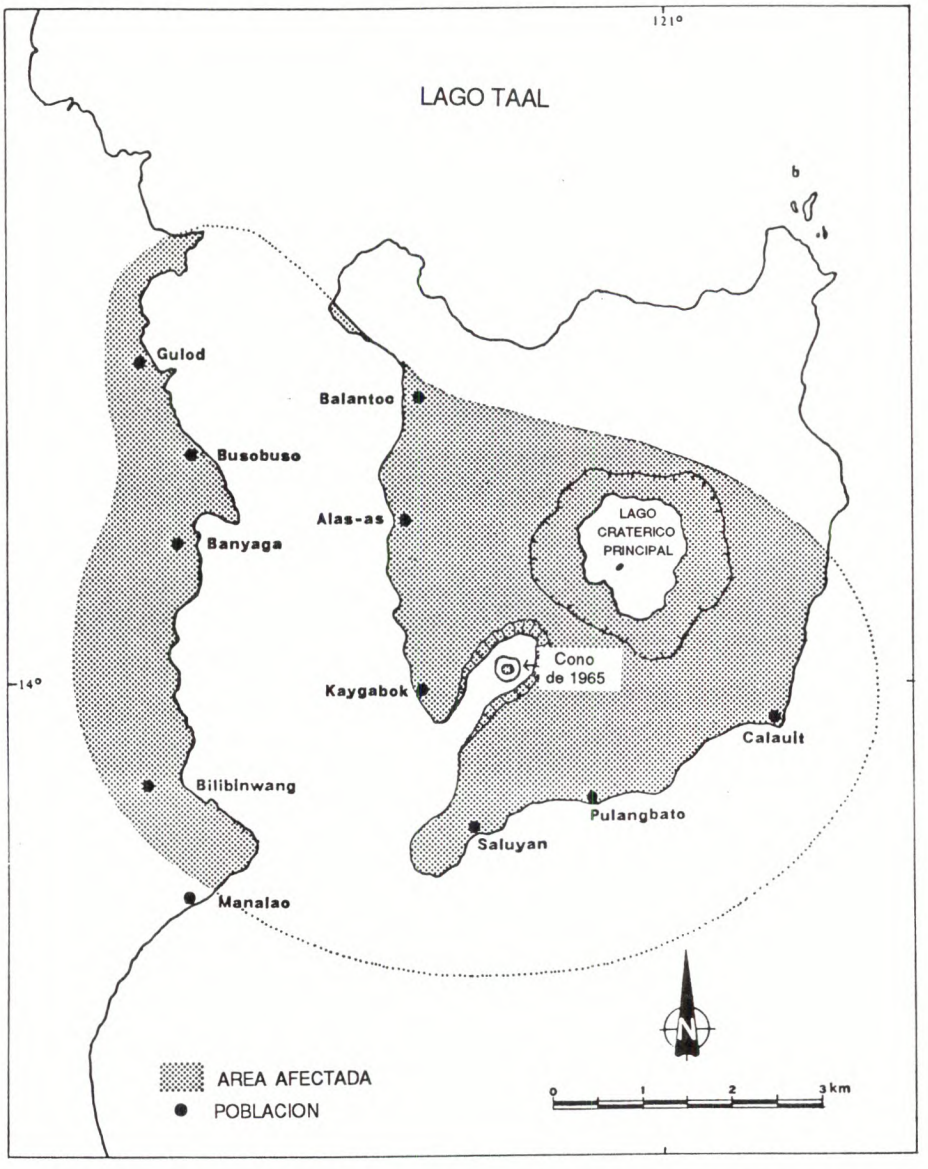


Fig. 5.1. Mapa del Volcán Taal, Filipinas, indicando las áreas afectadas por las oleadas piroclásticas de la erupción de 1965. Datos de Moore et al. (1966).

De allí en adelante, el volcán Taal ha entrado en erupción cada año, desde 1966 hasta 1970, y nuevamente en 1976 y 1977, antes de tranquilizarse completamente. La erupción de 1966 fue una erupción freatomagmática menos violenta, que constituyó conos y rellenó gran parte del cráter de explosión de 1965. La explosión subsecuente de 1967 fue un evento freatomagmático aún más leve confinado al lago cratérico de 1966.

En 1968-1969, la actividad eruptiva se convirtió en estromboliana, la misma que se caracterizó por emisiones espasmódicas de lava en forma de fuente. La producción de lava fue tan vasta que la línea de costa existente antes de 1965 fue recuperada por los flujos de lava. En 1970, otra actividad freatomagmática débil ocurrió en el volcán Taal, la misma que fue interpretada como la fase culminante de la actividad que comenzó en 1965. Sin embargo, la tranquilidad del volcán después de 1970 duró poco, ya que la actividad en el centro de emisión de 1965 se reinició en 1976-1977, esta vez por medio de erupciones freáticas. Voluminosos depósitos de ceniza y lapilli fueron producidos por explosiones regulares y formaron un cráter de explosión elongado en el cono de escoria de 1969 (Ruelo, 1983).

Los Impactos

El impacto más fuerte de las erupciones del volcán Taal se sintió en 1965 durante las potentes explosiones iniciales que

devastaron la zona de Monte Tabaro. Un volumen estimado de 40 millones de metros cúbicos de depósitos volcánicos cubrió una superficie de 60 km^2 alrededor del volcán, matando a unas 200 personas. La mayoría pereció durante la huída de la isla al naufragar sus botes debido a la combinación de los efectos de sobrecarga, caída de piroclásticos y olas producidas por la turbulenta oleada base. Poblados ubicados en la mitad sur de la isla, tales como Alas-as, Kaygabok, Saluyan, Pulang-bato y Calauit, fueron devastados. Hasta poblados ubicados en tierra firme, a 7 km del centro eruptivo, fueron alcanzados por fragmentos piroclásticos, los cuales fueron lanzados preferentemente hacia occidente y suroccidente del volcán (Fig. 5.1). Hubo víctimas en la municipalidad de Agoncillo localizada a unos 10 km del volcán.

Los sembríos de arroz y yuca en la isla estaban a punto de ser cosechados cuando entró en erupción el volcán. Más de 2.000 visitantes habían llegado a la isla para gozar del tradicional festival de la cosecha, sumándose así a la población permanente de 3.000 habitantes. Las pérdidas económicas fueron producidas por enterramiento de terrenos cultivables y sembríos por ceniza y lapilli. El poblado de Kaygabok fue virtualmente borrado del mapa cuando el cráter de explosión socavó el terreno. Los árboles fueron arrancados de raíz y quemados. Las casas colapsaron bajo el peso de la ceniza acumulada, mientras otras simplemente fueron arrastradas por las explosiones. Cuerpos hinchados de reses, carabaos y otros rebaños y manadas cubrían las orillas de la isla. Los medios de subsistencia de muchos habitantes estaban completamente arruinados, de manera que sin ayuda externa no tenían nada con qué empezar. Los costos de la evacuación de aproximadamente 50.000 habitantes sitiados en los poblados alrededor del Lago Taal drenaron completamente el fondo de emergencia del Gobierno Nacional (aprox. 3 millones de US Dólares).

Estado de Preparación y Monitoreo antes de 1965

En 1953, la Comisión de Vulcanología (COMVOL), el antecesor del Instituto de Vulcanología y Sismología de Filipinas (PHIVOLCS), preparó la Operación Taal, un plan de contingencia para el Volcán Taal. Este plan se fundamentó en la peligrosidad asociada a erupciones pasadas del volcán y se declaró como zona de peligro permanente a toda la isla y a aquellas zonas costeras que fueron afectadas por la erupción de 1911. Este plan también puntualizó la necesidad de conformar una organización a nivel nacional para la coordinación de la respuesta en caso de desastre.

La comisión mantuvo dos estaciones de monitoreo en el Taal. Sin embargo la erupción de 1965 fue un bautizo de fuego para COMVOL. En ese entonces no disponía de datos base de monitoreo mediante los cuales reconocer posibles signos precursores de la erupción y hacer pronósticos a corto plazo o predicciones. De igual manera los precursores sísmicos inmediatos (sismos sentidos por las personas) fueron de corta duración. Por lo tanto, la erupción no fue anticipada o predicha.

La Respuesta

La erupción del Taal en 1965 produjo conmoción en el liderazgo local y nacional. A pesar de que todas las instituciones de ayuda, tales como la Administración de Bienestar Social (ahora Departamento de Bienestar Social y Desarrollo), la Cruz Roja, las Fuerzas Armadas y la Administración de Defensa Civil,respondieron rápidamente, el proceso de evacuación obtuvo notoriedad como una operación desorganizada e ineficiente (p.e. Burgos, 1965; Cruz, 1965). Mientras los líderes políticos se destrozaban mutuamente, los periodistas criticaban a esos líderes por utilizar la situación de emergencia para fines políticos (Soliven, 1965a,b). Sólo quedaban escasas semanas para la elección presidencial.

Después del inicio de la actividad, el personal de COMVOL salvó muchas vidas ayudando en la evacuación. Sin embargo, el COMVOL fue acusado de negligencia e incompetencia por no predecir la erupción, y por asegurar a la población, aún unos pocos días antes de la erupción, que nada grave sucedería.

Tan pronto como las noticias de la erupción llegaron a Malacañang, el Presidente Macapagal encargó al Departamento de Defensa que organice el Grupo Especial de Tareas Vulcan, compuesto por cientos de oficiales y hombres enrolados en las Fuerzas Armadas. El objetivo prioritario de Vulcan fue manejar los requerimientos de transporte para los esfuerzos de ayuda y asegurar la seguridad y el orden durante la evacuación. El Gobernador Leviste de Batangas declaró la provincia en estado de emergencia para asegurar una operación menos conflictiva de ayuda y para hacer llegar con rapidez los recursos de emergencia a las familias afligidas.

Las víctimas de la erupción generaron mucha simpatía en el público. Los llamados de los medios de comunicación nacionales solicitando donaciones, generalmente estaban acompañados de fotografías, cargadas emocionalmente, de muertos y parientes apesadumbrados, e historias de horror de los sobrevivientes. Las donaciones en dinero y en bienes materiales llegaron en grandes cantidades a los centros de evacuación. Organizaciones cívicas y comunitarias también figuraban predominantemente como donantes generosos y como voluntarios en los centros de evacuación. Carrol & Parco (1966) realizaron un estudio detallado de la ayuda para aliviar el desastre y sobre los respectivos aspectos sociales.

La erupción del Volcán Taal en 1965, y la pobre respuesta a la misma, expusieron una seria debilidad en el gobierno, como era su falta de preparación para el manejo de una emergencia nacional (Valencia, 1965), particularmente una causada por un desastre natural. La crisis subrayó los peligros a los que estaban expuestos los pobladores de la Isla del Volcán Taal y lanzó la propuesta de un programa de largo alcance para la reubicación de los habitantes.

Las erupciones que ocurrieron durante 1966-1977 fueron más moderadas y mejor anticipadas. Igualmente, para entonces habían menos habitantes en las zonas de peligro de los cuales preocuparse, y aquellos que regresaron a las zonas afectadas

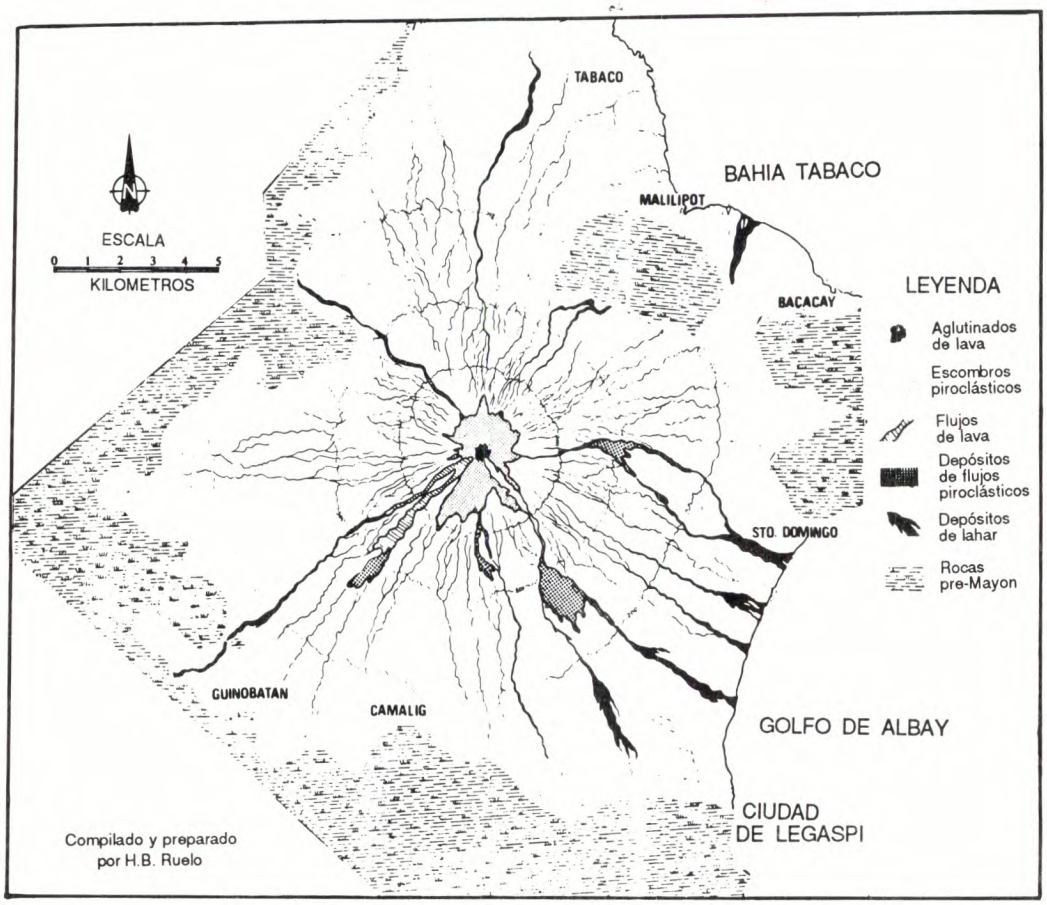


Fig. 5.2. Mapa geológico de los depósitos y rasgos de las erupciones de 1984 del volcán Mayón, Filipinas. (Modificado de Umbal, 1987, Fig. 1).

estuvieron, de allí en adelante, siempre alertas y en cercano contacto con la Comisión de Vulcanología.

Volcán Mayon, Filipinas, 1984

El Volcán Mayón es un estratovolcán localizado en la parte oriental de la Provincia de Albay (13.26 N, 123.68 E) y ha tenido 44 erupciones desde su primera actividad registrada en 1616. La respuesta científica y gubernamental a la crisis volcánica correspondiente a su erupción de un mes de duración en 1984 demuestra las mejoras en el estado de preparación contra desastres en Filipinas desde las erupciones de 1965-1977 del volcán Taal. La crisis volcánica no culminó en desastre por lo siguiente: 1) la existencia de un sistema y de procedimientos de manejo de emergencias volcánicas bien desarrollados; 2) un incremento gradual de la fuerza eruptiva del volcán; 3) las instituciones encargadas de la vigilancia y de dar respuesta a la emergencia actuaron a tiempo y con rapidez; y 4) la participación de organizaciones locales no-gubernamentales e instituciones internacionales científicas y de ayuda.

Los eventos

La cuadragésimocuarta y más reciente erupción del volcán Mayón sobrevino en tres fases desde el 9 de septiembre hasta el 6 de octubre de 1984 (SEAN, 1984a,b). Tanto la iluminación intermitente del cráter como las acrecentadas emisiones fumarólicas y deslaves se intensificaron progresivamente hasta llegar a la primera fase eruptiva el 9 de septiembre. La primera fase se caracterizó por efusiones lávicas y una fuerte actividad estromboliana con generación de flujos piroclásticos andesíticos y flujos de lava a lo largo de los flancos noroccidental y suroccidental del volcán (Fig. 5.2). Esta fase duró hasta el 18 de septiembre. La segunda fase o resurgimiento comenzó el 22 de septiembre y duró hasta el 29 de septiembre. Durante esta fase, fuertes erupciones de tipo vulcaniano formaron columnas de ceniza de 16 km de altura y generaron flujos piroclásticos. El 6 de octubre, una explosión de menor magnitud formó una columna eruptiva de unos 2 km de altura y pequeños flujos piroclásticos hasta la cota de 1000 m alrededor del cono.

Numerosos lahares se formaron durante y después de las erupciones (Umbal, 1987). Los primeros flujos de lodo se formaron el 14 de septiembre en los cuadrantes suroccidental y noroccidental donde se acumularon los nuevos depósitos. Después de la actividad eruptiva del 23-25 de septiembre, se formaron más flujos de lodo debido al retrabajamiento por acción del agua de los depósitos no-consolidados de los flujos piroclásticos y de caída de ceniza en los sectores sureste y este.

Los Impactos

Los agentes destructivos desdencadenados por las erupciones de 1984 del volcán Mayón fueron flujos de lava, flujos de lodo (lahares) y caídas de ceniza. Los flujos de lava cubrieron solamente las pendientes superiores del volcán. Los flujos piroclásticos de la primera fase estuvieron confinados a las cotas superiores a los 1800 m, pero durante la fase de resurgimiento, éstos llegaron más lejos hacia el sureste y este. Los flujos piroclásticos de Bonga, que representaron el pulso individual más grande de la erupción, alcanzaron la cota de 200 m a unos 2 km de Barangay Bonga; un lóbulo se acercó todavía más a la población adyacente de Borangay Matanag. Los flujos de lodo estuvieron distribuídos fundamentalmente a lo largo de quebradas y en las zonas bajas residenciales y de cultivo aledañas alrededor del volcán. Estos alcanzaron los pueblos costeros en los flancos noreste, este y sureste, y hasta un radio de 8 a 13 km en los cuadrantes norte, sur y occidente (Umbal, 1987). La ceniza cayó en zonas con un radio de hasta 20 km en los flancos norte, noroccidental y suroccidental, y más allá de la línea de costa de la bahía de Tabaco en el nororiente. La mayoría de las áreas afectadas sufrieron solamente leves caídas de ceniza (< 1 mm de espesor). Depósitos con espesores de ceniza mayores (5 mm, 15 mm y 20 mm) se acumularon en su mayoría dentro del radio de los 8 km en los flancos norte y sureste.

Ochenta y cinco poblados en las Municipalidades de Camalig, Daraga, Guinobatan, Ligao, Malilipot, Santo Domingo y Tabaco, y en la ciudad de Legaspi, fueron afectados. A la fecha de la erupción había más de 85.000 habitantes en las zonas afectadas. Unas 21.000 hectáreas de excelentes tierras agrícolas fueron inutilizadas por los productos eruptivos, y las pérdidas agrícolas fueron estimadas en unos 2.3 millones de US Dólares (Tayag et al., 1984).

También la infraestructura y las propiedades fueron impactadas por los productos y procesos destructivos del Mayón, particularmente por los lahares, que causaron daños evaluados en más de 750.000 US Dólares. Afortunadamente, no hubo pérdidas de vidas humanas como un resultado directo de esta erupción de un mes de duración. Sin embargo,se registraron aproximadamente 15 muertes más durante la erupción que el valor típico para la región durante períodos no eruptivos. Posiblemente, la mayor tasa de muertes se atribuya a enfermedades causadas o agravadas por las duras condiciones en los centros de evacuación o por exposición a los elementos (Tayat et al., 1984).

Estado de Preparación y Monitoreo antes de la Erupción

Antes de la erupción de 1984, el plan de contingencia llamado Operación Mayón, había sido ya probado en dos erupciones previas (1968 y 1978). También se había puesto a disposición un mapa de la zonificación del peligro, el cual delimitaba el área dentro del radio de 6 km a partir de la cumbre, como una zona de peligro permanente y que estaba oficialmente vedada para asentamientos humanos permanentes.

Antes de 1984, PHIVOLCS estaba manteniendo dos observatorios vulcanológicos: el Observatorio Mayón (MRHO), localizado a unos 4 km al nornoroeste de la cumbre del volcán a una cota de 760 m (s.n.m.), y la Estación de Santa Misericordia (SMS), ubicada a 8.5 km al este de la cumbre. Ambas estaciones estaban equipadas con un sismógrafo electromagnético Hosaka de tres componentes. El sismógrafo en el MRHO dejó de funcionar el 17 de agosto y comenzó a operar nuevamente el 10 de septiembre, un día después del inicio de la erupción. Por suerte, en el anochecer del 9 de septiembre, el personal de turno en el MRHO observó intensos resplandores en el cráter y el lanzamiento al aire de materiales incandescentes en la cumbre del volcán, e inmediatamente dieron parte de sus observaciones a la oficina central de PHIVOLCS.

La Respuesta Institucional

La noche del 9 de septiembre, PHIVOLCS notificó al Presidente, al Ministro de Ciencia y Tecnología y al Consejo de Coordinación de Desastres de la Provincia de Albay (PDCC) sobre la erupción. El primer boletín oficial de PHIVOLCS anunciando la erupción fue entregado al día siguiente. El 11 de septiembre se reunió el PDCC de Albay, revisó los planes e inició la implementación inmediata de las medidas de advertencia y contingencia. El 12 de septiembre se expidió la orden de evacuar las áreas dentro de la zona de peligro permanente en cumplimiento de las restricciones que impedían los asentamientos humanos permanentes. Unos pocos días más tarde se extendió la orden de evacuación a los residentes del lado suroccidental dentro de un radio de 8 km desde el volcán (la zona de alto riesgo). Un total de 23.000 personas fueron evacuadas hacia zonas más seguras durante la primera fase.

Durante la segunda fase de la erupción, todas las áreas alrededor del volcán fueron afectadas y por lo tanto 10 poblados dentro de la zona de alto riesgo y algunos poblados dentro de la zona de peligro probable (radio de 10 km desde la cumbre) recibieron órdenes de evacuación. El número de evacuados aumentó a 73.400. Se establecieron 49 centros de evacuación en 47 escuelas o edificios gubernamentales y en 2 edificios privados. La evacuación de los habitantes sitiados fue realizada y supervisada por los Consejos Municipales de Coordinación ante Desastres (MDCC). La seguridad estuvo a cargo de la Policía Nacional.

Para proveer los servicios necesarios a los evacuados, fueron asignados a los centros de evacuación más de 1.100 empleados de instituciones nacionales, gobiernos locales, además de trabajadores voluntarios. Los servicios proporcionados

incluyeron la distribución de material de socorro, cuidados médicos y de salud, difusión de información y educación sobre el manejo de pequeños huertos en jardines caseros, salubridad, nutrición y planificación familiar. Comida, ropa, medicamentos y otras necesidades fueron proporcionadas no solamente por el gobierno sino también por varias organizaciones religiosas, privadas de tipo civil, y por individuos. Las familias que perdieron sus casas recibieron un fondo de asistencia emergente de US$ 10.

Hasta el final de noviembre se había totalizado más de US$ 11.500 en donaciones en efectivo de organizaciones gubernamentales y privadas, y de donantes individuales. Un volumen considerable de materiales de socorro fue contribuído por varios donantes. Aún así, la provisión de las necesidades básicas, servicios y amenidades a un número promedio de 50.000 personas por más de 2 meses demostró ser una pesada carga económica. Considerando la pérdida del ingreso del evacuado, sus necesidades diarias de subsistencia debían ser subsidiadas en su mayor parte, requiriéndose un desembolso diario de US$ 20.000. Las donaciones en alimentos fueron insuficientes para satisfacer la demanda de todos los evacuados (Tayag et al., 1984).

Se establecieron 50 centros de salud en los centros de evacuación y el número de personal médico asignado a los centros para proporcionar asistencia médica fue de 156. Este número se elevó al contarse con la participación de voluntarios de organizaciones e instituciones privadas tales como el Hospital de San Lucas, la Corporación San Miguel y la Asociación Médica de Filipinas.

Asistencia Técnica Extranjera

En respuesta a una solicitud de PHIVOLCS, la UNESCO y la Oficina para la Asistencia en Caso de Desastres en el Extranjero (OFDA) de la Agencia de los Estados Unidos para el Desarrollo Internacional (USAID), auspiciaron la participación de un equipo de tres expertos del Servicio Geológico de los Estados Unidos (USGS) para dar asistencia en el monitoreo y en el estudio de la erupción. El equipo del USGS entrenó e inició al personal de PHIVOLCS en el uso de nuevos métodos de monitoreo, los cuales incluían mediciones electrónicas de distancia (EOM) y técnicas de inclinometría seca. También fue proporcionada asistencia técnica por parte de CCOP (Comité para la Coordinación de la Exploración Conjunta de Recursos Minerales en Zonas Asiáticas de Mar Afuera) para el estudio de fenómenos de flujos de escombros y sus peligros pertinentes.

La Respuesta de la Gente

Durante la segunda semana de octubre e inmediatamente después de que la erupción había llegado a su fin, PHIVOLCS llevó a cabo una encuesta sobre los impactos socio-económicos de las erupciones de 1984 del Mayón (Tayag et al., 1984). Esta encuesta involucró a 118 jefes de hogar escogidos al azar de los poblados ubicados en el radio de 8 km del volcán. Los resultados de la encuesta incluyeron los siguientes: 1) antes del 9 de septiembre, el 8% de los encuestados ya "sabían" que ocurriría una erupción, en base al monitoreo por observación (p.e., incrementos en temperatura o humedad, olores sulfurosos, comportamiento receloso de los animales); y 2) antes del 10 de septiembre, al difundirse el boletín oficial de PHIVOLCS, el 47% ya estaban seguros que el Mayón estaba en erupción. Tanto las oscuras emisiones de vapor (llamadas localmente mai-tim na usok) como los destellos de fuego en el cráter el 9 de septiembre confirmaron la sospecha de los habitantes locales.

El 11 de septiembre, el día en que se reunieron los Consejos (PDCC) de Albay para planificar la implementación de las medidas de contingencia, el 44% de los encuestados informó haber recibido una orden de evacuación sea de los alguaciles del pueblo o de los alcaldes. Esto indica que las autoridades locales a nivel de municipalidades y pueblos tomaron la iniciativa de emitir la orden de evacuación adelantándose al PDCC. Se observaron discrepancias entre las fechas en las que los encuestados recibieron la orden de evacuación y las fechas en que en realidad evacuaron. Asimismo hubo una discrepancia entre el número de encuestados que recibieron una orden de evacuación (82%) y el número de informantes que en realidad cumplieron la evacuación (94%). Estas discrepancias parecen indicar que la respuesta de la gente al evento estuvo basada más en su propia percepción e iniciativa, que en los consejos e información dados por las agencias encargadas de advertir y responder a la emergencia.

La mayoría de los habitantes en la zona del volcán ya tenían experiencia de las dos erupciones pasadas del volcán Mayón, en 1968 y 1978. De esta manera, estaban familiarizados con el comportamiento del volcán antes y durante las dos erupciones mencionadas y también con las medidas de contingencia que se tomaron. Sin embargo, los resultados de la encuesta también indicaron que los residentes dependían en gran medida de la ayuda externa en lo referente a movilización, refugio y sustento durante la emergencia. A pesar de que se empleó el máximo esfuerzo por parte de las instituciones de asistencia para proporcionar las facilidades básicas a los damnificados, los encuestados se quejaron sobre las congestiones, falta de agua, iluminación inadecuada y pésimas facilidades sanitarias en los centros de evacuación.

Hacia un Mejoramiento de las Respuestas ante una Emergencia

La falla de las instituciones respectivas al no emitir un aviso pre-eruptivo estuvo compensada por la propia percepción del pueblo sobre el peligro y por su iniciativa de buscar refugio. Sin embargo, al darse un evento en el cual el volcán Mayón presente un modelo de comportamiento nunca antes experimentado por los habitantes en toda su vida, la ausencia de un aviso pre-eruptivo podría ser desastroso. PHIVOLCS ha estado modernizando su red de monitoreo en el área del Mayón y su personal de planta ha concentrado sus esfuerzos en efectuar predicciones a corto y mediano plazo. Los resultados de estos estudios constituyeron la base para el pronóstico a largo plazo hecho en 1985, de que el volcán Mayón entraría en erupción entre 1987 y 1989. El 20 de agosto de 1988, PHIVOLCS emitió un pronóstico a mediano plazo declarando que el volcán Mayón entraría en erupción dentro de nueve meses, basándose en datos

de monitoreo y observaciones de resplandor y otros cambios en el cráter cimero.

PHIVOLCS tiene la esperanza de emitir una predicción a corto plazo y advertencias oportunas la próxima vez que erupcione el volcán. A la fecha de escribir este documento (diciembre 1988) no se había realizado ninguna predicción a corto plazo. También se han propuesto proyectos para mejorar las facilidades en los centros de evacuación. Sin embargo, ninguno de estos ha sido implementado hasta octubre de 1988. Otro asunto que debe ser considerado es la necesidad de mejorar la capacidad de la gente para almacenar para el caso de emergencias. Dado que la mayoría de los habitantes sólo tienen limitadas habilidades para la comercialización y viven a un nivel de subsistencia, un desarrollo de las habilidades y proyectos vivenciales ayudarían a prepararlos para crisis futuras, o talvez animarlos y permitirlos a vivir y trabajar en otra parte.

Ninguno de los encuestados por PHIVOLCS indicó haber recibido notificación alguna referente a si era seguro o no el regresar a casa (Tayag et al., 1984). Ellos regresaron por su propia iniciativa. Por esta razón, por lo menos algunos de los evacuados pueden haber permanecido en los centros de evacuación durante un tiempo mayor que el necesario, aumentando de esta manera la responsabilidad y el costo de su manutención. Para las futuras erupciones del volcán Mayón se llevarán a cabo los pasos necesarios para cancelar *oficialmente* cualquier advertencia de peligro u orden de evacuación, cuando la información y las condiciones indiquen que la emergencia volcánica ha pasado.

Volcán Canlaon, Filipinas, 1987-1988

El Volcán Canlaon es un estratovolcán ubicado en la parte central-norte de la Isla Negros (10.41 N, 123.13 E) en Filipinas. Hasta la fecha ha tenido 24 erupciones; su primera erupción registrada fue una pequeña emisión de ceniza en 1866. El caso del Canlaon ilustra cómo un sistema desarrollado de monitoreo conjuntamente con una comprensión adecuada de las actividades del volcán pueden minimizar, y talvez impedir, preocupaciones innecesarias, acciones de emergencia y gastos.

Los Eventos

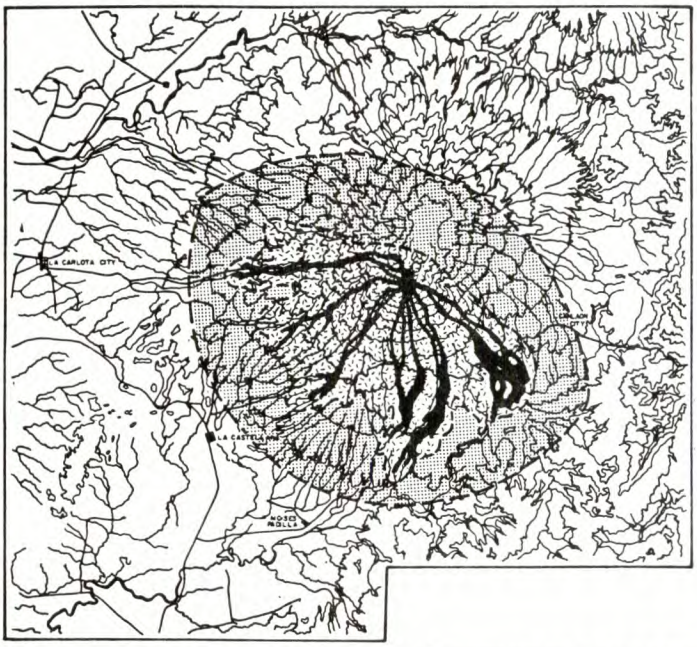
La actividad del volcán Canlaon en el período 1987-1988 comenzó el 30 de marzo de 1987 cuando se registraron 9 sismos volcánicos en las estaciones sísmicas ubicadas en los alrededores del volcán (SEAN, 1987a,b). Previamente, el número promedio de sismos registrados fue de 1 a 3. Después del 30 de marzo, el número de sismos diarios fluctuaba entre un nivel bajo (1 a 8) y otro moderado (9 a 17) hasta las 6h00 del 22 de abril de 1987 cuando abruptamente se elevó a un nivel pico alarmante (74). El 3 de mayo de 1987 el volcán emitió nubes de vapor cargadas de ceniza que ascendieron hasta 200 metros sobre el borde del cráter. A este evento siguió una emisión de ceniza el 5 de mayo. Adicionalmente, tanto el volumen de emisión de vapor como la altura de la columna de vapor se incrementaron desde el 10 de abril hasta el 30 de mayo.

Esta actividad incrementada del volcán Canlaon ha persistido hasta la fecha de escribir este trabajo (octubre de 1988). Durante el primer trimestre de 1988 hubo un incremento en la actividad sísmica, ya que se registraron 687 sismos volcánicos comparados con los 377 registrados durante el último trimestre de 1987. La actividad fumarólica en el cráter activo varió en general desde débil a moderada durante el primer trimestre. Desde el 15 de marzo, el monitoreo geoquímico de las fuentes termales de Mambucal reveló un decremento en los valores de pH y un incremento en las concentraciones de cloruros, sugiriendo un aumento en el aporte de HCl hacia el sistema geotérmico del volcán.

El 21 de junio de 1988, el volcán emitió nubes de vapor cargadas de ceniza que ascendieron 300 m sobre el cráter. Al día siguiente, sendas emisiones de ceniza a las 13:30 y 14:18 horas alcanzaron una altura de 600 metros sobre el cráter. Estos eventos se reflejaron en los sismógrafos como impulsos de tremor armónico de pequeña amplitud (0.5 mm). Los residentes de los flancos surorientales del volcán notaron la presencia de olores sulfurosos. El 24 de junio, las emisiones eruptivas de las 11:55 y 14:55 horas estuvieron acompañadas por sonidos indistintos como de truenos lejanos. La ceniza de las nubes de erupción de unos 500 m de altura cayó sobre las pendientes superiores del lado suroriental. Las estaciones sísmicas de PHIVOLCS no registraron ninguna señal de erupción.

Entre el 25 y 27 de junio se observaron cuatro emisiones de ceniza adicionales, acompañadas por sismos de explosión, los cuales fueron registrados por los sismógrafos. Nubes de vapor cargadas de ceniza alcanzaron una altura máxima de 500 m y luego se dispersaron hacia el suroccidente y el suroriente. La caída de ceniza se concentró en las pendientes de los lados sureste y suroeste del volcán. El 28 de junio, el sismógrafo de la estación de Masulog registró tremor armónico desde las 11:18 hasta las 15:00 horas, seguido por 14 emisiones de ceniza durante los próximos tres días. Estas emisiones de ceniza se registraron en los sismogramas como sismos tipo explosión. Las nubes de vapor cargadas de ceniza alcanzaron alturas máximas de 1000 m antes de dispersarse hacia el suroeste, sureste y noroeste. La actividad más reciente (en referencia a octubre de 1988) ocurrió el 2 de julio a las 07:14 - 07:19 horas. Se registró un sismo tipo explosión y nubes de ceniza ascendieron hasta una altura de 500 m sobre el cráter. La ceniza fue depositada a lo largo de las pendientes superiores del lado suroccidental.

La cronología de la actividad descrita arriba puede ser parte de un modelo eruptivo dilatado del volcán. En 1978, el volcán Canlaon entró en erupción 23 veces desde junio a septiembre. De igual manera, tanto en 1985 como en 1986, prevaleció el mismo modelo eruptivo dilatado. Tomando en consideración la historia eruptiva previa del volcán Canlaon, parece razonable esperar más emisiones de ceniza, volumétricamente reducidas, en un futuro cercano. A pesar de que el volcán Canlaon no ha tenido erupciones violentas en tiempos históricos, existe cierta evidencia que indica la ocurrencia de una actividad explosiva volumétricamente más grande en el pasado geológico reciente. La posibilidad de derrames de lava no puede ser ignorada, pero



a

MAPA DE ZONIFICACION DE PELIGROS POR FLUJOS PIROCLASTICOS, NUBES DE CENIZA Y OLEADAS PIROCLASTICAS*

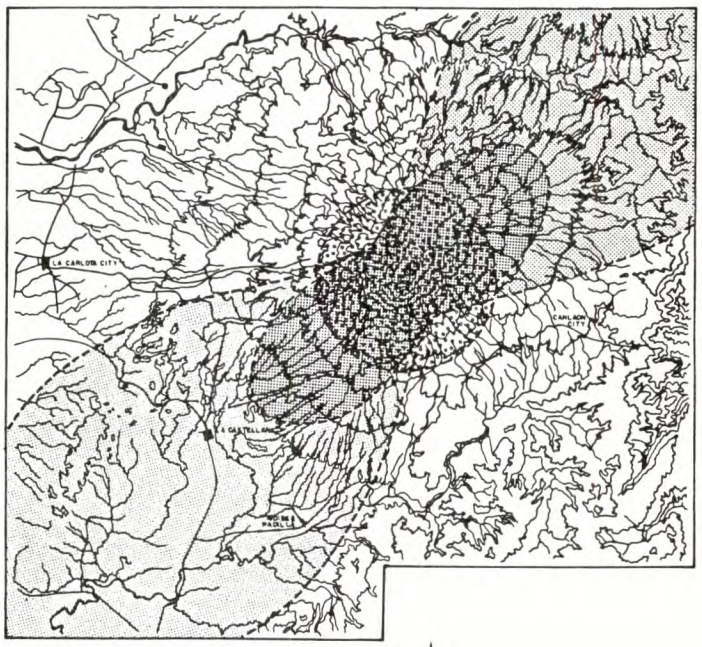
LEYENDA

ZONAS DE MAYOR PELIGRO POR NUBES DE CENIZA Y OLEADAS PIROCLASTICAS

ZONAS DE ALTA PELIGROSIDAD POR FLUJOS PIROCLASTICOS, Y SU RECORRIDO PROBABLE

ZONAS QUE PROBABLEMENTE PODRIAN SER AFECTADAS POR FLUJOS PIROCLASTICOS, OLEADAS Y NUBES DE CENIZA.

* Se asume que la erupción tendrá lugar en o cerca al cráter activo actual



b

MAPA DE ZONIFICACION DE PELIGRO POR CAIDAS DE TEFRA Y PROYECTILES BALISTICOS*

LEYENDA

ZONA DE ALTO PELIGRO POR PROYECTILES BALISTICOS

ZONA AFECTADA POR CAIDA DE CENIZA CONSIDERANDO ERUPCIONES SIMILARES A LAS DE 1969, 1978 Y 1985.

ZONAS AFECTADAS POR CAIDAS DE CENIZA CONSIDERANDO ERUPCIONES SIMILARES A LA DE 1906

* Se asume que la erupción tendrá lugar en o cerca al cráter activo actual



CURVA DE NIVEL CADA 200 m

Fig. 5.3. Mapas de zonificación de los peligros relacionados al volcán Canlaon, Filipinas: **a,** flujos piroclásticos y oleadas y nubes de ceniza asociadas; **b,** tefra y proyectiles balísticos; **c,** lahares y crecidas; y **d,** flujos de lava. (Datos no publicados, Instituto Filipino de Vulcanología y Sismología).

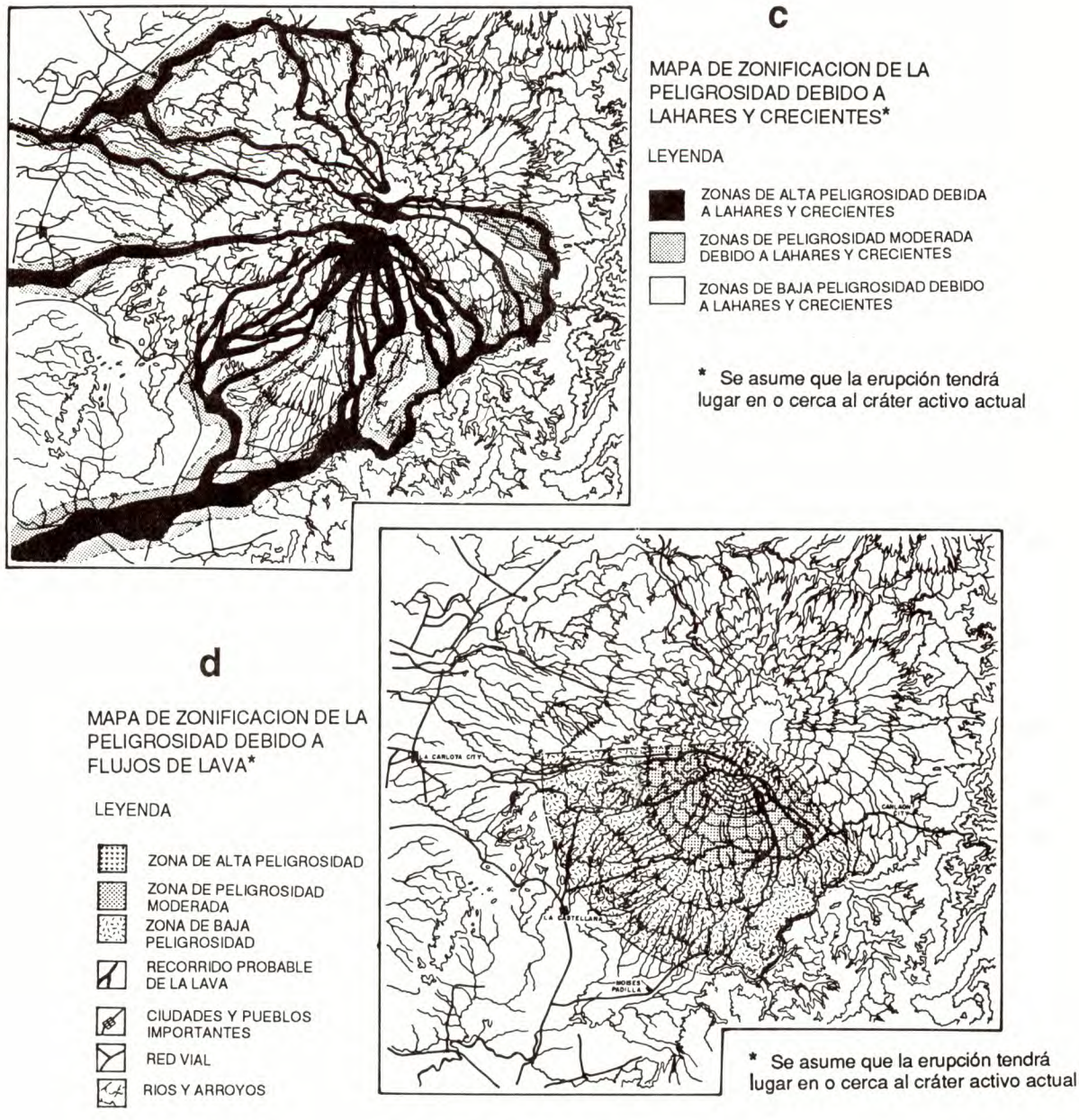


Fig. 5.3. Continuada.

por ahora se estima que ésta es remota. Esto es consistente con el nivel de emisión de vapor observado en superficie y en particular dentro del cráter, que ha sido generalmente bajo, tanto en volumen como en intensidad. Si hubiese llegado el magma cerca de la superficie, se habrían observado fenómenos tales como resplandor en el cráter, el marchitarse de la vegetación, y un incremento en la actividad fumarólica. La ausencia de resplandores en el cráter durante la actividad de junio-julio de 1988 es compatible con la interpretación de que la actividad actual del volcán Canlaon posiblemente se mantenga en un nivel moderado y no presente amenaza alguna a los pueblos en la vecindad.

Sin embargo, hay que enfatizar que las evidencias para las conclusiones dadas arriba no son contundentes y que el comportamiento volcánico a futuro no siempre es similar al comportamiento pasado y/o presente. Dos importantes preguntas no pueden ser contestadas con el nivel actual de conocimientos: Cuáles son los procesos que impulsan la actividad actual? Puede la actividad presente, de tipo relativamente moderado, desembocar rápidamente en una actividad más violenta? Un monitoreo intenso continúa llevándose a cabo en el volcán Canlaon.

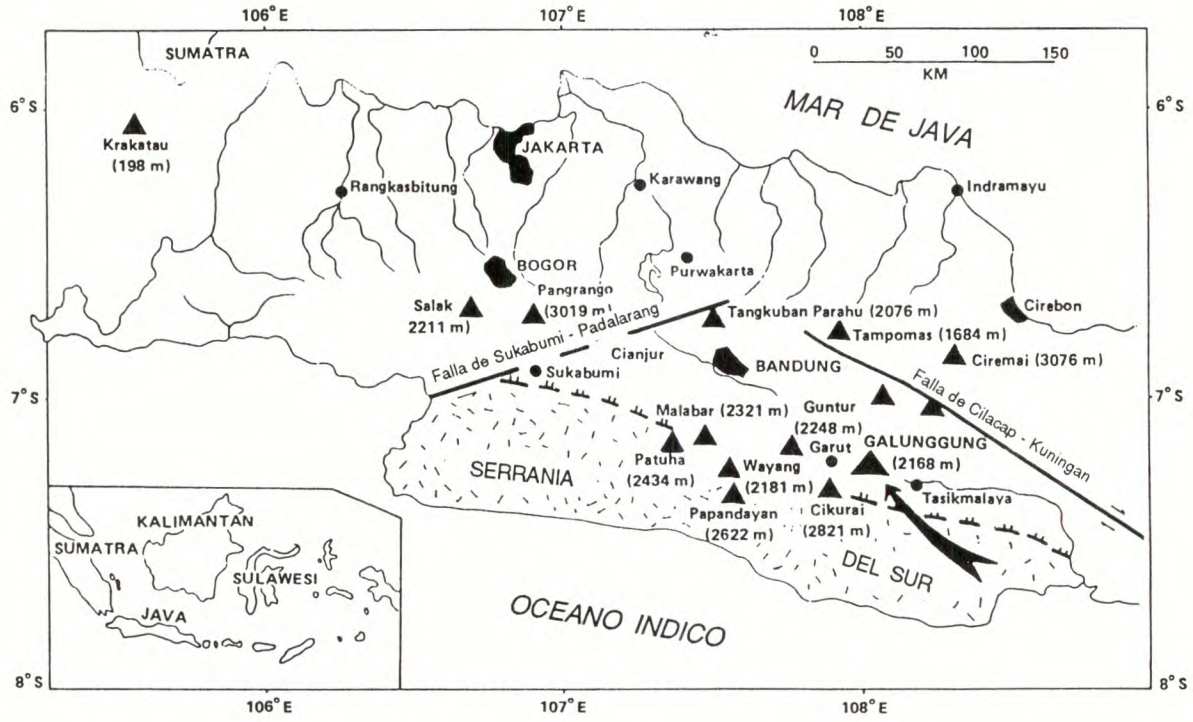


Fig. 5.4. Ubicación del volcán Galunggung (2168 m), indicado por la flecha, en relación a las principales ciudades y a algunos otros volcanes en Java Occidental (tomado de Katili y Sudradjat, 1984, Fig. 1).

Estado de Preparación y Monitoreo Antes de la Erupción

Ya en 1979, se elaboró un plan de preparación contra desastres que se denominó Operación Canlaon, del cual formaba parte un mapa de zonificación del peligro, basado en las erupciones pasadas del volcán. En 1986 el mapa de zonificación de peligros fue actualizado y revisado en base a estudios geológicos de detalle (Fig. 5.3). Al iniciarse la actividad de 1987-88 el Instituto Filipino de Vulcanología y Sismología tenía instalados sendos observatorios vulcanológicos en Canlaon, Mambucal y Cabagnaan (Fig. 5.3).

La Respuesta

La actividad de 1987-88 del Canlaon requirió una estrecha vigilancia. PHIVOLCS instaló una estación sísmica telemétrica en Masulog, a 3.2 km al sureste de la cumbre del volcán. Se llevaron a cabo estudios de deformación del suelo utilizando EDM, inclinometría y nivelación de precisión. Se volvió a medir las líneas de nivelación existentes y se establecieron nuevas. En el flanco sureste del volcán se establecieron estaciones reflectoras adicionales para EDM. Un inclinómetro de vasos comunicantes se instaló en la estación de Cabagnaan. Para complementar las técnicas de deformación del suelo se realizaron levantamientos repetitivos de gravimetría.

El 22 de abril de 1987, PHIVOLCS comunicó al Presidente sobre las condiciones anormales del volcán y de igual manera informó al Ministerio de Ciencia y Tecnología (DOST), al Consejo Provincial para Coordinación en Caso de Desastres (PDSS) y a otras instituciones pertinentes para llevar a cabo la preparación necesaria en caso de que el volcán se vuelva más activo. Después de una evaluación adicional por parte de PHIVOLCS sobre el estado del volcán, se consideró que una evacuación no era necesaria. Se comprobó más tarde que los daños causados por las emisiones de ceniza eran mínimos, ya que las caídas de ceniza sólo afectaron los flancos superiores casi deshabitados del volcán. Una evacuación y acciones de emergencia innecesarias, habrían tenido un costo considerable en dinero, tiempo y esfuerzos para el gobierno. Al no ordenar medidas de emergencia, se evitó una alteración socio-económica y gastos innecesarios por parte del gobierno. Hasta la fecha (diciembre de 1988), el volcán Canlaon al parecer no implica ninguna amenaza significativa. Sin embargo, teniendo en mente la tragedia del Ruiz en 1985, una actividad freática moderada con pocos o nada de indicadores premonitorios inmediatos, puede a veces llevar a erupciones magmáticas destructivas. Asimismo, el estado actual del conocimiento en monitoreo volcánico es en general inadecuado para determinar el tipo o la magnitud de una erupción inminente. No se puede descontar la posibilidad de que la decisión en 1987 de no llevar a cabo la evacuación fue simplemente un golpe de suerte. De esta manera, el monitoreo sistemático del volcán Canlaon continúa para detectar cualquier señal de desvío de su corriente actividad freática relativamente moderada. Se deben determinar las fuerzas que impulsan la actividad actual antes de estar en capacidad de decidir si el volcán Canlaon es o no es una amenaza en un futuro cercano.

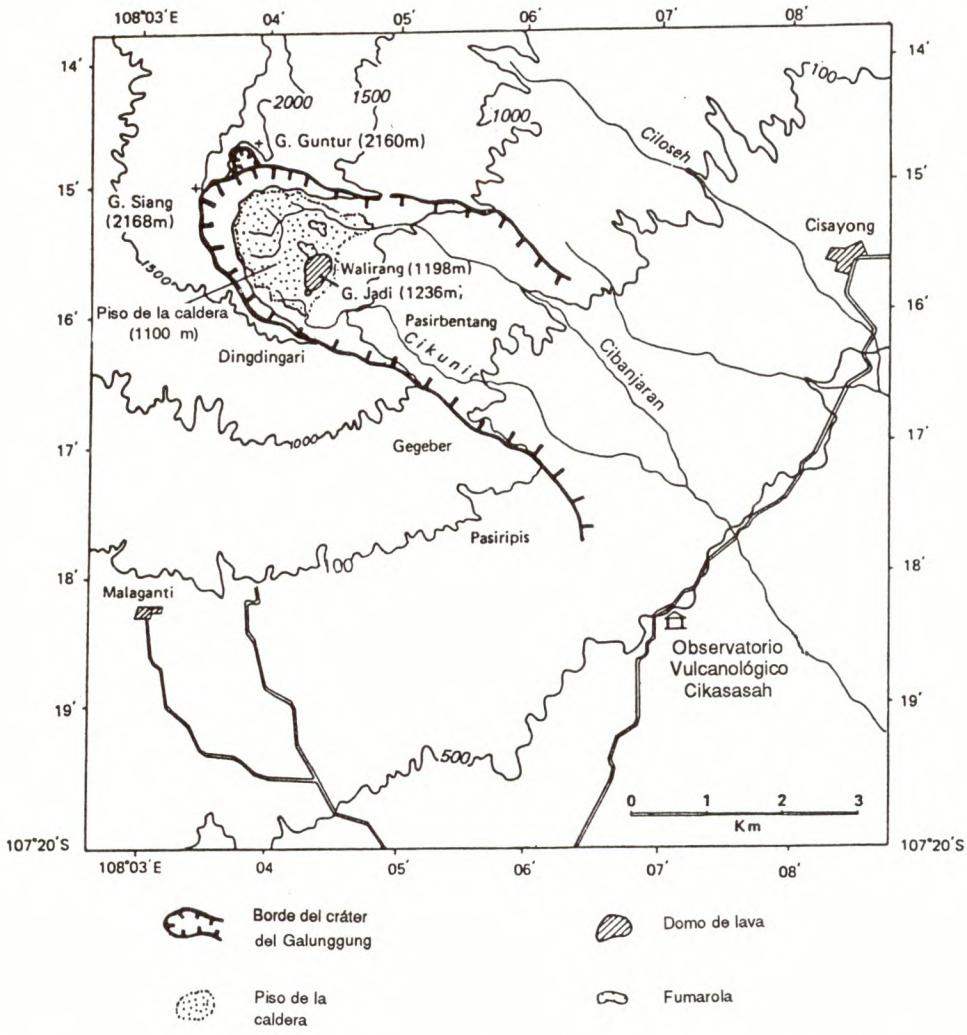


Fig. 5.5. Principales rasgos del volcán Galunggung y su vecindad; G. Jadi es el domo de lava formado en la erupción de 1918 (tomado de Katili y Sudradjat, 1984, Fig. 2).

Volcán Galunggung, Indonesia, 1982-1983

El Volcán Galunggung está ubicado al suroriente de Java Occidental (108.05 E, 7.25 S), a unos 350 km al sureste de Jakarta (Fig. 5.4). Se eleva 1820 m sobre la planicie basal, es decir tiene una altura de 2168 m sobre el nivel del mar. La erupción de 1982-83 del volcán Galunggung demuestra el valor de la zonificación de la peligrosidad y de la respuesta inmediata tanto de la población sitiada como de las instituciones involucradas y de las agencias extranjeras de asistencia para el caso de desastres.

Los Eventos

La siguiente descripción de la actividad de 1982-83 ha sido tomada del resumen efectuado por Yokoyama et al. (1984); recuentos más completos y detallados están dados por Katili & Sudradjat (1984), Sudradjat & Tilling (1984), y Katili et al. (1986).

Antes de 1982, el volcán Galunggung había entrado en erupción en 1822, 1884 y 1918. El 5 de abril de 1982 comenzaron las explosiones virtualmente sin haberse presentado precursores a corto plazo; no hubo precursores a largo plazo. La actividad continuó intermitentemente hasta principios de enero de 1983. La primera de tres fases eruptivas duró desde el 5 de abril hasta el 19 de mayo y estuvo caracterizada por la destrucción parcial del domo de lava de 1918 del cráter cimero. Las siguientes dos fases estuvieron caracterizadas por la eyección de ceniza y bombas. La segunda fase (20 de mayo a mediados de noviembre) estuvo dominada por una actividad vulcaniana y estromboniana; la fase final (que duró hasta los primero días de enero de 1983) se caracterizó por una actividad estromboliana y efusiva. Durante la actividad más vigorosa (mediados de mayo hasta agosto de 1982) las columnas eruptivas alcanzaron alturas

de 20 km, nubes ardientes barrieron los cauces de los ríos Cibanjaran y Cikunir (Fig. 5.5) y hubo una tenue caída de ceniza sobre la ciudad capital de Jakarta. Durante o a continuación de algunas erupciones se generaron lahares inducidos por lluvias. El volumen mínimo de tefra producida por la erupción fue de alrededor de 300 millones de m^3 (tefra no-compactada).

Los Impactos

Las primeras explosiones del Galunggung despertaron a más de 200.000 personas que habitaban en las cercanías del volcán, y la subsecuente serie de erupciones mayores y menores produjeron la huída de unas 80.000 personas hacia centros poblados cercanos al pie del volcán. La mayoría de los evacuados eventualmente regresaron a sus casas cuando las condiciones lo permitieron, pero aproximadamente 35.000 damnificados perdieron sus viviendas y hubo que proporcionarles refugio, comida y medios de subsistencia. Muchos cientos de casas, escuelas y otras obras de infraestructura fueron destruídas, mayormente por lahares y caídas de tefra; se interrumpieron los sistemas de transporte, comunicaciones y comercio. Alrededor de 200.000 hectáreas de tierras cultivadas fueron severamente afectadas, reduciendo drásticamente la producción agrícola. Un estimado conservador de los daños físicos totales fue de 100 millones de US Dólares.

Debido a que las primeras erupciones fueron relativamente moderadas, los habitantes tuvieron la posibilidad de huir de las zonas amenazadas sin correr peligro. No se reportaron víctimas atribuíbles directamente a la erupción, aunque 18 personas murieron por infecciones pulmonares y de garganta causadas o agravadas por la ceniza volcánica. Sin embargo, la erupción de 9 meses de duración del volcán Galunggung--inusualmente larga para volcanes de Indonesia--tuvo un impacto socio-económico severo y afectó la vida cotidiana de más de 600.000 personas en Java Occidental. Cerca de la mitad de estas personas tuvieron que enfrentarse durante meses a una falta de comida, y en muchas áreas, el agua potable era escasa o estaba contaminada por ceniza volcánica.

Estado de Preparación Pre-Erupción

Por su registro de erupciones históricas, el volcán Galunggung estaba catalogado como un volcán potencialmente peligroso y varios mapas de peligrosidad volcánica fueron elaborados unos 15 años antes de las erupciones de 1982-83. Estos fueron revisados en 1981 en base a estudios de campo adicionales. Afortunadamente, el Servicio Vulcanológico de Indonesia (VSI), basándose en estos mapas de peligrosidad y en planes generales de preparación, previó la posiblidad de nubes ardientes, las cuales realmente se produjeron tanto el 8 de abril como durante algunas erupciones subsecuentes. El VSI recomendó la evacuación de las zonas de máximo peligro antes de la erupción, evitando de esta manera la repetición del desastre de la erupción de 1822, la cual mató a unas 4.000 personas. El Servicio Geológico de Indonesia (VSI) es la entidad responsable designada para proporcionar información y evaluaciones concernientes a los peligros volcánicos al Ente Nacional para la Coordinación en Caso de Desastres Naturales en Indonesia (BAKORNAS).

Monitoreo, Predicciones y Evaluación de los Peligros Durante la Erupción

El VSI llevó a cabo un intenso monitoreo del volcán a lo largo del dilatado proceso eruptivo. Brindaron asistencia técnica, entre otros, el Servicio Geológico de los Estados Unidos (USGS), el Gobierno de Japón, la Oficina del Coordinador de las Naciones Unidas para la Ayuda en Caso de Desastres (UNDRO) y el Gobierno de Francia. El Gobierno de Indonesia solicitó a la UNDRO coordinar la asistencia internacional, emitir un pedido de recursos y asistir en el diagnóstico de la actividad volcánica así como también evaluar la demanda adicional de monitoreo. Una conferencia-taller a nivel nacional celebrada en Bandung entre el 20 y el 25 de septiembre sobre el tema "Manejo del Riesgo Volcánico en el Volcán Galunggung", persiguió el objetivo de encontrar las mejores soluciones para enfrentar los problemas presentados por la contínua erupción del mencionado volcán. Participaron en el taller vulcanólogos y expertos en ayuda en caso de desastres, provenientes de Japón, Estados Unidos, Australia, Francia, Reino Unido y otros países. Las resoluciones del taller fueron acogidas por el Gobierno de Indonesia para preparar planes de contingencia a ser aplicados para mitigar los peligros volcánicos relacionados a la aparentemente interminable acitividad del volcán Galunggung.

Antes de la erupción de 1982 el volcán Galunggung había sido monitoreado sólo esporádicamente. Justamente cuando debía iniciarse el cronograma de monitoreo permanente, el volcán Galunggung comenzó su erupción. Por esta razón, el monitoreo sísmico, por medio de una configuración tripartita, pudo arrancar sólo dos días después de la primera erupción. Japón contribuyó a la red con equipo sísmico adicional. Una red sísmica telemétrica, proporcionada a través de un programa de cooperación técnica entre el VSI y el USGS auspiciado por USAID que existía en esa época, fue puesto en operación en septiembre. También se introdujeron técnicas de monitoreo geofísico y geoquímico, que incluían mediciones de inclinometría seca, EDM y determinaciones de la emisión de SO_2 (por medio de un espectrómetro de correlación o COSPEC). Algunas de las erupciones que sobrevinieron después del 21 de abril fueron predichas con éxito en base a los resultados obtenidos por varios métodos de monitoreo. Si bien la prolongada erupción del volcán Galunggung sometió a un gran esfuerzo los limitados recursos científicos con los que contaba el VSI, proporcionó también la oportunidad de aplicar una combinación integrada de técnicas de monitoreo (sísmica, deformación del terreno, geoquímica), lo cual no se había intentado antes en los volcanes de Indonesia.

Respuesta al Desastre

Ayuda directa y varias formas de asistencia fueron brindadas por varias organizaciones de las Naciones Unidas, incluyendo UNDRO, UNDP, UNICEF, WHO (Organización Mundial de la Salud), WFP (Programa Mundial de Alimentos) e ILO; por otros

países como Estados Unidos, Australia, Canadá, Nueva Zelandia, los países asiáticos (ASEAN countries), Holanda, Suecia y Suiza; y por numerosas instituciones internacionales. Las donaciones, ayuda y asistencia técnica totalizaron más de 4 millones de US Dólares. Se construyeron 18 refugios de emergencia en Garut y 334 en Tasikmalaya a un costo total de 0.8 millones de US Dólares. A los refugiados se les proporcionó comida, suministros médicos y de salud, ropa y cobijas, carpas y colchones de paja, utensilios de cocina, bombas de agua, lámparas a gas, herramientas agrícolas, equipos deportivos y materiales religiosos, tales como el Korán. Al principio se les atendió con una porción de arroz diaria, pero luego se establecieron cocinas generales de campaña. Al establecerse el sistema de cupones, el número de comensales bajó (presumiblemente porque algunos refugiados se alojaron en casas de amigos y parientes). El sistema de cupones también impidió la venta de equipos donados en los mercados.

En 1982 se construyeron varias estructuras para el control de lahares en las faldas del Galunggung. Los esfuerzos por construir refugios contra lahares antes de la temporada de lluvias de 1982-83 reunió la mayor cantidad de equipo pesado jamás vista en Indonesia. Una encuesta realizada en septiembre de 1982 estableció el número de evacuados en los campos en 17.500. Se creyó que el 45% de ellos estaban en capacidad de velar por sí mismos, o podían ser reubicados en otros poblados donde se requerían sus servicios ya sea como comerciantes o como trabajadores. Los restantes 55%, fundamentalmente campesinos pobres, fueron inducidos a migrar a la parte sur de Sumatra, Kalimantan y Sulawesi.

Evaluación Post-Erupción

Dado el gran número de organizaciones y personas involucradas, era inevitable que se susciten ciertos conflictos de liderazgo y disputas jurisdiccionales. Sin embargo, estos problemas fueron relativamente menores y aparentemente no deterioraron los esfuerzos para encontrar alivio al desastre provocado por el volcán Galunggung. En general, la erupción

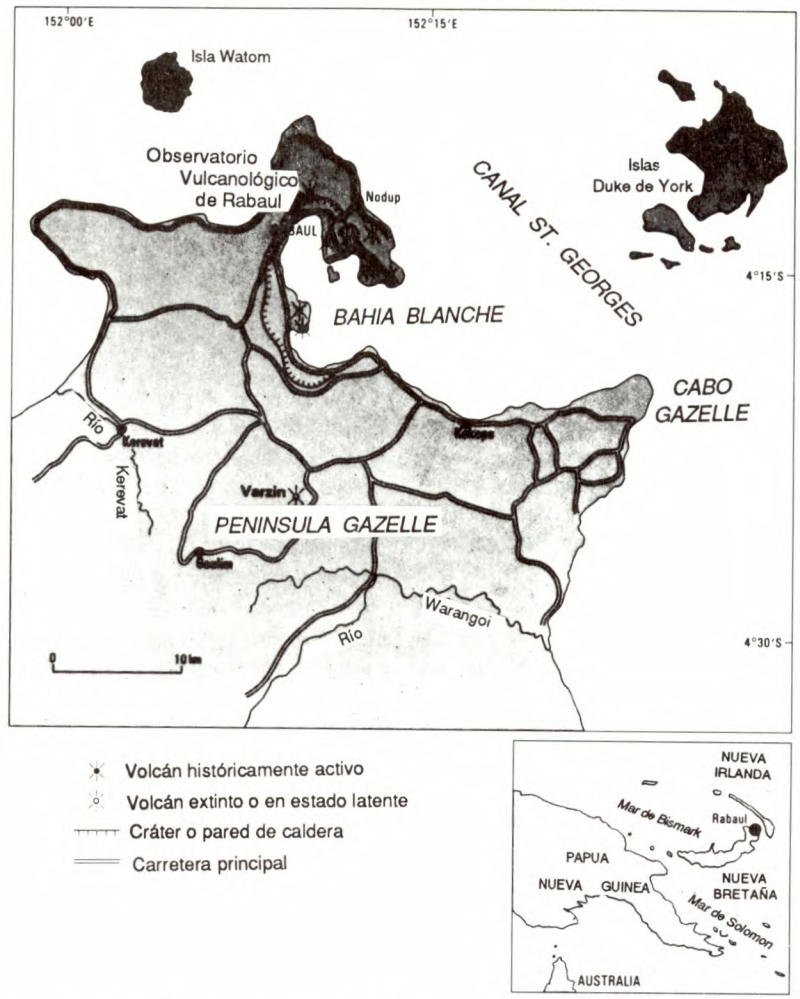


Fig. 5.6. Ubicación de la Caldera de Rabaul, en la punta nororiental de la Península de Gazelle, Nueva Bretaña, Papua Nueva Guinea. El Observatorio Vulcanológico de Rabaul está situado en el borde norte (tomado de McKee et al., 1985, Fig. 1).

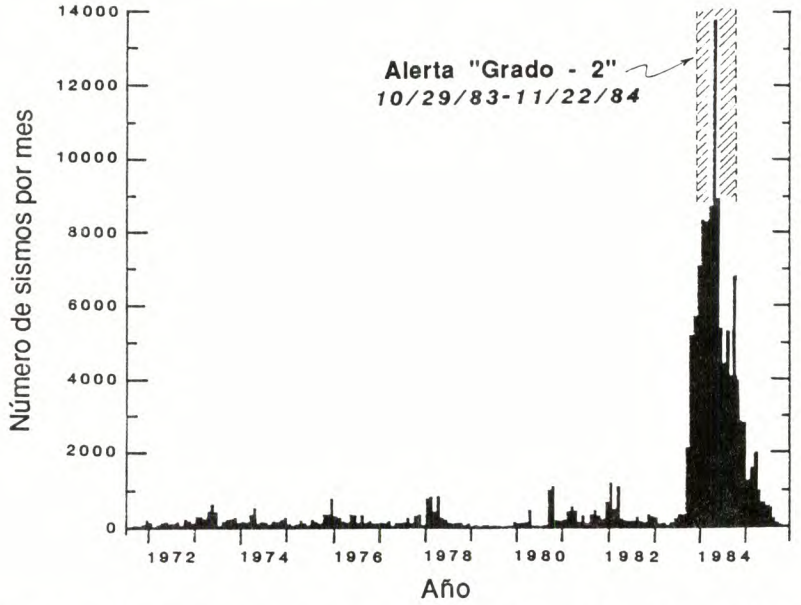


Fig. 5.7. Totales mensuales de sismos someros localizados debajo de la caldera de Rabaul, 1971-1985. (Tomado de Mori & McKee, 1987).

del volcán Galunggung y la respuesta dada a la misma representa el caso de una mitigación ampliamente exitosa. Quedó demostrada la utilidad de los mapas de zonificación del peligro elaborados antes de la erupción; además, tanto las autoridades como la población estuvieron (relativamente) conscientes de los peligros y reaccionaron de manera apropiada.

Caldera de Rabaul, Papua Nueva Guinea, 1983-1985

La ciudad portuaria de Rabaul está ubicada, de manera algo precaria, en el interior de una caldera (4.27 S, 152.20 E), abierta hacia el mar en su lado oriental, conformando así un puerto excelentemente protegido (Fig. 5.6). Algunos volcanes satélites están esparcidos a lo largo del borde nororiental de la caldera. La respuesta a la llamada "Crisis sismo-deformacional de Rabaul, 1983-85" (Lowenstein & Mori, 1987) proporciona un ejemplo ilustrativo de una planificación pre-desastre muy cuidadosa y detallada y de un buen manejo de una emergencia.

Los Eventos

La siguiente descripción de los eventos ha sido tomada, en su mayor parte, del resumen de Yokoyama et al. (1984); para mayor detalle se sugiere al lector leer los artículos de McKee et al. (1984, 1985) y Lowenstein (1988).

En agosto de 1971, el número de sismos someros debajo de la caldera de Rabaul se duplicaron, desde menos de 50 hasta alrededor de 100 por mes. Durante los siguientes 10 años, hubo algunos enjambres sísmicos de 3 meses de duración, y sucesivamente más intensos (Fig. 5.7). Durante 1983, los epicentros sísmicos definieron una zona anular a lo largo de los supuestos límites de un bloque que formó la Caldera de Rabaul hace 1.400 años (Mori & McKee, 1987). Estudios de deformación del suelo y el levantamiento de playas indicaba que la parte central de la caldera había ascendido de 1 a 2 metros.

En agosto de 1983, la sismicidad y la tasa de deformación sufrieron un incremento dramático. El número de sismos someros por mes llegaba a unos 330 en agosto, a 2.135 en septiembre y en 1984 sobrepasó los 10.000. La tasa de deformación también se aceleró en septiembre. Las tasas máximas de inclinación aumentaron entre 50 y 100 microradianes por mes y la tasa de levantamiento en las cercanías del centro de inflación aumentó a 50-100 mm por mes. La aceleración de la sismicidad y del levantamiento en 1983 fueron considerados por los científicos en Rabaul y en otras partes, como un posible preludio de una erupción (McKee et al., 1984). Sin embargo, después de llegar a su pico en abril de 1984, tanto la sismicidad como la deformación de la caldera declinaron abruptamente sin llegar a una erupción, y a mediados de 1985 retornaron a sus niveles de 1982 (Fig. 5.7).

Estado de Preparación Pre-Crisis y Monitoreo

Para el volcán Rabaul, tanto el monitoreo como los estudios de mapeo de los peligros, fueron llevados a cabo por el Observatorio Vulcanológico de Rabaul (RVO), el cual es parte del Servicio Geológico de Papua Nueva Guinea. La vigilancia sísmica se inició en 1940, cuando se fundó el RVO a raíz de la erupción destructiva de 1937; en 1967 se instaló una red de estaciones sísmicas alrededor de la parte norte de la Bahía Blanca (Blanche Bay).

Desde 1973, en complemento al monitoreo sísmico, se han realizado mediciones de deformación del terreno utilizando medidas de inclinometría, nivelación de precisión, gravimetría y determinación de cambios en el nivel del mar. Los cambios observados en sismicidad y deformación llevaron a la

TABLA 5.1. Posible esquema de escalafón de alertas en caso de erupciones volcánicas (tomado de UNDRO/UNESCO, 1985, Tabla 3). Los científicos y autoridades utilizaron un esquema basado en gran parte en éste, durante la crisis volcánica de 1983-1985 en Rabaul, Papua-Nueva Guinea.

Estado de Alerta	Fenómenos observados	Interpretación—Erupción violenta es posible dentro de un período de:	Acción a ser tomada por el Comité de Control de Desastres y por los Ministerios
I	Actividad sísmica local anormal; deformación del terreno; incremento de la temperatura de las fumarolas	meses a años	Informar a todas las autoridades responsables. Revisar y poner al día los planes de emergencia.
II (amarilla)	Incremento significativo de la sismicidad local, de la tasa de deformación, etc.	semanas a meses	Verificar la preparación de personal y equipo en caso de una posible evacuación. Verificar existencia de materiales y suministros de ayuda.
III (naranja)	Incremento dramático de los fenómenos mencionados; se sienten los sismos locales; actividad eruptiva moderada.	días a semanas	Anuncio público de una posible emergencia y de las medidas correspondientes a ser tomadas para enfrentarla. Movilización de personal y equipo en vista de una posible evacuación. Medidas de protección temporales contra caída de ceniza.
IV (roja)	Presencia de tremor armónico, incremento en la actividad eruptiva	horas a días	Evacuación de la población de las áreas de peligro.

interpretación que el volcán Rabaul se ha estado preparando para una erupción. Además, la frecuencia de erupciones históricas intracaldera es de dos a tres por siglo, de manera que se podría esperar una erupción en Rabaul antes del fin del siglo. Sin embargo, el modelo exacto de eventos que precedieron las erupciones históricas del volcán no es bien conocido. Por lo tanto, por ahora es imposible predecir si la próxima erupción será benigna o catastrófica, o si ocurrirá dentro de un año, de una década o de un siglo.

Mapas de zonificación del peligro han sido elaborados para Rabaul (McKee, 1981; McKee & Lowenstein, 1981). Las zonas que tienen la posibilidad de ser afectadas por los diferentes fenómenos peligrosos han sido identificadas y se supone que la escala de actividad para la cual deberían prepararse los habitantes de Rabaul sería posiblemente similar al evento de 1937 del volcán Vulcan. Durante la erupción de 1937 del volcán Vulcan hubo más de 500 muertos a causa de flujos piroclásticos y oleadas piroclásticas, impactos por bombas, asfixia y colapso de techos de las casas cubiertos de tefra (Johnson & Threlfall, 1985). Otros tipos de peligros volcánicos o de tipo asociado, que amenazan a la población de Rabaul son "balsas" de pómez, descargas de gases volcánicos, tsunamis, caída de rayos, la caída de lluvia lodosa, escorrentía por lluvias torrenciales y flujos de lodo producidos por lluvias fuertes.

Planificación de Contingencias

Un plan de contingencia fue elaborado rápidamente, antes de que los eventos alcancen un nivel crítico, y para la población era evidente que las autoridades científicas y gubernamentales estaban tomando todas las medidas razonables para precautelar la seguridad pública. McKee et al. (1985) analizaron el plan de contingencia para la caldera de Rabaul en caso de erupción. La evacuación de los residentes que habitaban en los flancos y en los alrededores del volcán Rabaul podía llevarse a cabo por tierra, aire o mar. Sin embargo, cada opción estaba atestada de dificultades. Como ninguna de las carreteras llegaba más allá de 50 km a partir de la caldera, cualquier posibilidad de refugio accesible por carretera desde Rabaul no podía ser considerada como completamente segura durante una erupción (Fig. 5.6). Cualquier carretera a ser construída en el futuro debería serlo en sentido sur o sureste, de tal manera que los evacuados puedan movilizarse a una distancia mayor de la caldera. La zona más segura y apta en los alrededores de la caldera y que es accesible por tierra en las circunstancias actuales es posiblemente la costa exterior de la Península de Gazelle en las cercanías de Cabo Gazelle. La evacuación por aire, si bien es la más rápida, puede tener serias dificultades por el gran número de evacuados y por el hecho de que en Rabaul sólo existen dos pistas de aterrizaje, una de las cuales está ubicada dentro de la caldera. Otra alternativa es

la evacuación vía marítima. Sin embargo, tanto la ausencia de un esmuelle que se extienda a una profundidad suficiente para recibir barcos de gran calado, así como el amontonamiento de personas en las zonas de embarque, siguen siendo un gran problema. McKee et al. (1985) propusieron un esquema de evacuación a dos frentes. La población del centro portuario de Rabaul, así como las personas de los flancos norte y oriental de la caldera, serían evacuadas por medio de barcos, y los residentes de las zonas occidental y sur de la caldera se movilizarían por tierra en dirección al suroeste.

La Respuesta

El 29 de octubre de 1983, actuando en base a la información enviada por el RVO sobre el incremento en sismicidad y tasa de deformación, las autoridades declararon la Alerta - Fase II, la cual implica que una erupción podría ocurrir dentro de unos pocos meses. Las definiciones para las etapas de alerta para las erupciones volcánicas que fueron utilizadas por los científicos y autoridades en Rabaul fueron tomadas del esquema mostrado en la Tabla 5.1. El RVO comenzó a expandir y a mejorar su capacidad de monitoreo, lo cual incluyó la instalación de redes de inclinometría telemétrica y de mareógrafos, el establecimiento de una red distanciométrica (EDM) de 21 líneas y la puesta a punto de su red sísmica. Para el cumplimiento de la gestión, el personal del RVO contó con la asistencia de un equipo de 2 personas del Servicio Geológico de los Estados Unidos (USGS); tanto OFDA, USAID como el USGS y el Ministerio de Relaciones Exteriores de Nueva Zelandia contribuyeron para la adquisición del equipo necesario para monitoreo y telemetría.

Un detallado plan de contingencia para el caso de desastre fue elaborado bajo el auspicio del Comité Provincial de Nueva Bretaña Oriental para el Control de Desastres (PDCC). Tanto la consultoría vulcanológica como el envío de informes periódicos sobre el estado de la actividad del volcán Rabaul al PDCC estuvo a cargo del científico jefe del RVO, el mismo que participa como miembro sin derecho a voto. De acuerdo al estado de Alerta Fase II, el PDCC implementó las medidas de emergencia necesarias y que se presentan en la Tabla 5.1. Se designaron las zonas consideradas como más vulnerables a los peligros volcánicos y sujetas a una posible evacuación inmediata, si el caso lo ameritare. Las carreteras a ser utilizadas como rutas principales de evacuación fueron mejoradas y limpiadas de árboles en los bordes, ya que éstos podrían caer e impedir o bloquear el tránsito vehicular. Se publicó un plan simplificado de evacuación de Rabaul y se llevaron a cabo varios ejercicios de evacuación, involucrando a un número limitado de personas, para probar y mejorar el mencionado plan.

Mientas tanto, los científicos del RVO iniciaron una intensa campaña de educación dirigida a la población local y a las autoridades, sobre los peligros potenciales que se esperarían en caso de ocurrir una erupción. Durante la crisis, el RVO emitió más de 300 informes, boletines informativos y otros consejos a las autoridades gubernamentales (Lowenstein, 1988). Hubo cierto desacuerdo sobre el alcance que debía tener la información a ser dada a conocer al público y a los medios de comunicación, sobre todo durante las primeras etapas de la emergencia. Durante algunas emergencias menores que se han dado en otros volcanes del mundo, la sobre-dramatización de las primeras declaraciones públicas han causado problemas tanto a las autoridades como a los científicos (p.e. Fiske, 1984). Por esta razón, las autoridades decidieron no emitir declaraciones al público o a los medios de comunicación en Rabaul sino hasta que sea declarada la Etapa III de Alerta. Dicha etapa de alerta traería como consecuencia la movilización de personal y equipo para una posible evacuación (Tabla 5.1). Sin embargo, la política de difusión de información impuesta por el gobierno demostró ser irreal e inejecutable. En vista de que se estaban llevando a cabo las preparaciones en respuesta a la Etapa II de la Alerta, la ausencia de comunicaciones oficiales causó ansiedad en la población e insatisfacción en los medios de comunicación. En última instancia se hizo necesario proporacionar toda la información a la población a lo largo de todas las etapas de la emergencia, conforme éstas se desenvolvían.

La Situación Post-Crisis

Con la declinación abrupta de la sismicidad y de la tasa de deformación a partir de mayo de 1984, el estado de alerta fue bajado a etapa I el 22 de noviembre de 1984. A mediados de 1985 la caldera de Rabaul retornó a su nivel de actividad pre-crisis (Fig. 5.7). Por lo menos por el momento la crisis volcánica del volcán Rabaul está en un estado de abatimiento. Sin embargo, los científicos del RVO están conscientes de que la historia del Rabaul podría estarse desenvolviendo todavía y por lo tanto mantienen un estricta vigilancia del volcán, para lo cual cuentan con una capacidad de monitoreo sustancialmente mejorada gracias a la respuesta dada a la crisis de 1983-85. Irónicamente, con el levantamiento de la Etapa II del Estado de Alerta y la relativa calma que perdura a la fecha de escribir este trabajo (octubre de 1988), algunas medidas de preparación iniciadas durante la crisis, cuando la preocupación de la población era máxima, permanecen inconclusas. La complacencia ha reemplazado a la preocupación, ya que no tuvo lugar la erupción y la situación se ha calmado. Empero, los grandes incrementos en las primas de seguros y las restricciones en la cobertura de seguros resultantes de la crisis de 1983-85 todavía permanecen en vigencia, lo cual ha frenado el retorno a un nivel normal de desarrollo económico en la región de Rabaul (Lowenstein, 1988).

Volcán Nevado del Ruiz, Colombia, 1984-1985

El Volcán Nevado del Ruiz (75.37 W; 4.88 N) está ubicado en la Cordillera Central en la parte centro-occidental de Colombia, a unos 100 km al oeste de Bogotá (Fig. 5.8). Es el volcán activo más norteño de los Andes; su cumbre cubierta por glaciares se levanta hasta una cota de 5.389 m (s.n.m.). En noviembre de 1985, los flujos de lodo generados por una muy pequeña erupción magmática en su cima, mataron a más de 22.000 personas, y talvez hasta 27.000 (Podesta & Olson, 1988). Este desastre volcánico fue el peor de los registrados en la historia de Colombia y el peor en el mundo desde la erupción

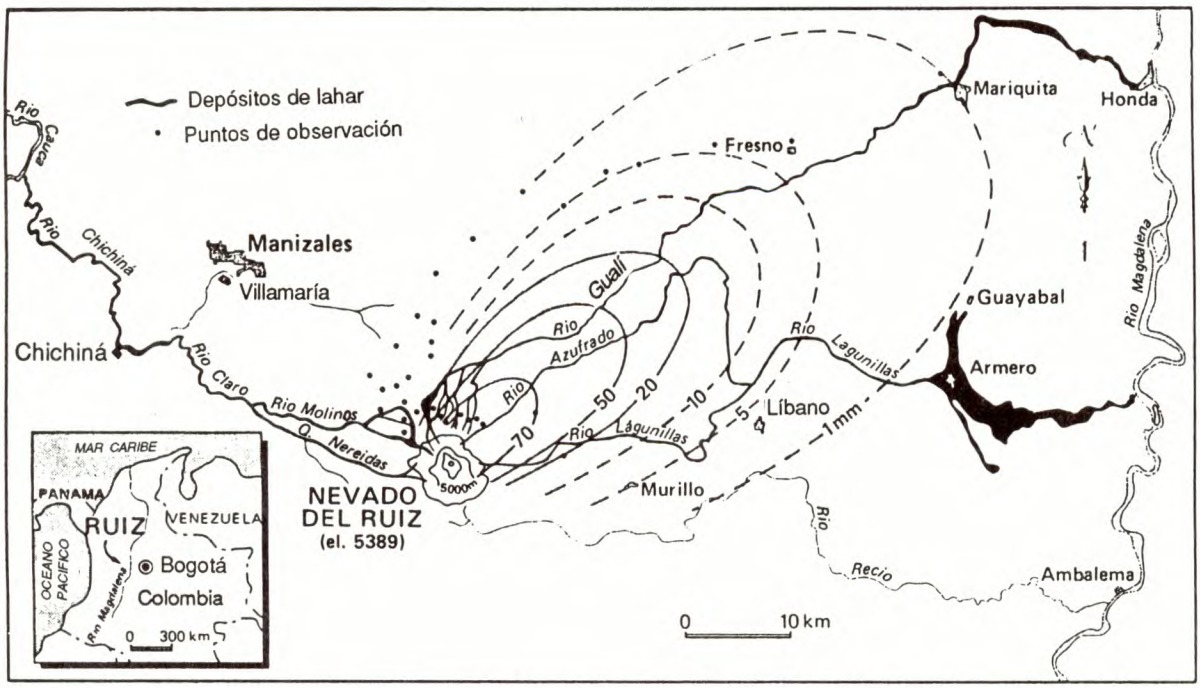


Fig. 5.8. Ubicación del Nevado del Ruiz (inserto) y distribución de caídas de tefra y depósitos laharíticos de la erupción del 13 de noviembre de 1985. Los lahares se representan en negro y las isópacas de la caída de tefra (en mm) están representadas con líneas contínuas y discontínuas (tomado de Naranjo et al., 1986, Fig. 1).

del Monte Pelée en 1902 (Tabla 1.2). El desastre del Ruiz demuestra las deficiencias de la red de advertencia y comunicaciones y una falta de conciencia por parte de la población y de las autoridades dobre los peligros del volcán.
A continuación se discute la actividad pre-desastre y la tragedia del 13 de noviembre en base a los informes detallados que presentan Herd et al. (1986) y Voight (1988). Otros informes sobre la erupción de 1985 del Ruiz han sido publicados recientemente (p.e. Naranjo et al., 1986; Lowe et al., 1986; Tomblin, 1988; Williams & Meyer, 1988).

La Actividad Volcánica Pre-Desastre

Las señales de inquietud volcánica--sismos percibidos, incremento en la actividad fumarólica, explosiones freáticas--se notaron por primera vez en noviembre de 1984. El incremento en sismicidad y actividad fumarólica continuó intermitentemente a lo largo del año 1985, y, debido principalmente a la coordinación del UNDRO, se impulsó el inicio de la vigilancia del volcán. El 11 de septiembre ocurrió la mayor de las erupciones freáticas pre-noviembre. Esta erupción produjo una caída de ceniza, de proporciones medibles, en Manizales, la capital de la Provincia de Caldas (230.000 habitantes) y varios flujos de lodo en los valles de los ríos Azufrado y Gualí. Las personas que residían en el valle del Río Azufrado fueron puestas en alerta pero no fueron evacuadas, pues el flujo de lodo disipó su energía, sin causar daños, luego de viajar 27 km a lo largo del sinuoso cauce del río. La sismicidad tuvo un breve incremento a finales de octubre hasta llegar a varias decenas de sismos por día, y luego bajó a un promedio de 3-10 sismos/día a inicios de noviembre. Mientras tanto sobrevino una actividad freática intermitente, pero a niveles considerablemente menores que aquellos de la erupción del 11 de septiembre.

La Erupción del 13 de noviembre de 1985 y sus Impactos

El 13 de noviembre la erupción comenzó a las 15:06 (hora local) y empezó a depositar una delgada capa de ceniza alrededor del cráter cimero (cráter Arenas) y hacia el NNE. Las explosiones más fuertes ocurrieron hacia las 21:08 y produjeron flujos piroclásticos, oleadas piroclásticas y caídas de tefra. Los productos piroclásticos calientes arrasaron y fundieron el hielo y la nieve del casquete glaciar del Ruiz, y el agua de fusión resultante se mezcló con escombros volcánicos, tanto de esta erupción como pre-existentes, para formar flujos de lodo. Estos flujos de lodo altamente móviles descendieron a gran velocidad siguiendo los valles angostos y empinados de las partes altas del volcán. Uno de los flujos de lodo principales viajó hacia occidente a lo largo del cañón del Río Claro hacia la ciudad de Chinchiná; varios otros flujos descendieron por sendos valles ubicados en el flanco oriental del volcán (Fig. 5.8).

Los flujos de lodo más grandes descendieron por los cañones de los ríos Azufrado y Lagunillas, uniéndose aguas abajo para formar una enorme masa en movimiento, con una altura de 40 m y una velocidad de 30-40 km/hora, en dirección de la ciudad de Armero. La descarga pico del flujo de lodo del Río Lagunillas en su aproximación a Armero fue estimada en 47.500 m^3/seg. El volumen acumulado de todos los flujos de lodo fue mayor a 60

millones de m^3, de los cuales unos 20-30 millones de m^3 estaban constituídos por agua derivada de la fusión del hielo glaciar. Los estudios demostraron que de 8 a 10% del casquete glaciar fue eliminado por la erupción del 13 de noviembre, la cual produjo sólo unos 3.5 x 10^{10} Kg de productos eruptivos magmáticos (Naranjo et al., 1986). Este volumen eruptivo es menor, en más de un orden de magnitud, al emitido durante la erupción del 18 de mayo de 1980 por el Mount St. Helens (Sarna-Wojcicki et al., 1981a), o durante la erupción del volcán El Chichón, México, marzo-abril de 1984 (Duffield et al., 1984; Luhr & Varekamp, 1984; Carey & Sigurdsson, 1986).

Un poco después de las 22:30, los flujos de lodo barrieron las zonas pobladas a lo largo de los cauces de los ríos afectados. Estos causaron una destrucción masiva y mataron a más de 21.000 personas en Armero y otras 1.000 en Chinchiná. Adicionalmente, los flujos de lodo causaron serias heridas a otras 5.000 personas, dejaron a unas 10.000 sin casa y resultaron en pérdidas económicas que alcanzaron 212 millones de US Dólares.

Respuestas Pre-Desastre y Monitoreo

Ya que la intermitente actividad freática, la misma que comenzó en noviembre de 1984, continuaba en 1985, se llevaron a cabo esfuerzos para incrementar la vigilancia volcánica, sobre todo debido a la persistencia por parte de un miembro (un sismólogo) del personal de planta de UNDRO. Se recomendó a las autoridades de Defensa Civil y al INGEOMINAS (Instituto Nacional de Investigaciones Geológico-Mineras) instalar un sismógrafo portátil, a la brevedad posible, sobre el volcán. A través de los esfuerzos conjuntos de INGEOMINAS, UNDRO y el USGS, una pequeña red de cuatro sismógrafos portátiles, pero no telemétricos, inició la recopilación de datos sísmicos a mediados de julio. De igual manera, en el mes de julio se conformó, en la ciudad de Manizales, el Comité de Vigilancia del Riesgo Volcánico del Ruiz. En agosto se sumó a la red un quinto sismógrafo portátil.

No fue sino hasta que ocurrió la erupción freática del 11 de septiembre que el nivel de preocupación aumentó respecto a la crisis volcánica, y se solicitó asistencia científica adicional por parte del Gobierno colombiano. A instancias de la reunión nacional celebrada en Bogotá el 17 de septiembre entre los representantes de los grupos de defensa civil y emergencias, se delegó al INGEOMINAS la responsabilidad, a nivel nacional, para la coordinación del monitoreo volcánico y la evaluación de la peligrosidad. Bajo la guía de un geoquímico neozelandés, experto en gases, los científicos locales comenzaron a fines de septiembre a muestrear y analizar periódicamente los gases fumarólicos en el cráter de la cumbre. El INGEOMINAS y otros científicos colombianos, contando con la asistencia de varios científicos extranjeros auspiciados por UNDRO, OFDA y el USGS, prepararon y entregaron el 7 de octubre una versión preliminar del mapa de zonificación de los peligros para el Ruiz. El mapa enfatizó los peligros debidos a lahares e identificó con precisión las áreas de máximo riesgo, incluyendo a las poblaciones de Chinchiná y Armero. El 9 de octubre, el periódico *El Espectador* publicó en primera plana una versión generalizada a colores del mencionado mapa.

Durante el mes de octubre y bajo los auspicios de la Organización Mundial de Observatorios Vulcanológicos (WOVO) y de la UNESCO, arribó un especialista del Observatorio Vulcanológico y Sismológico de Costa Rica para iniciar las mediciones de inclinometría, utilizando tanto un inclinómetro electrónico como configuraciones de inclinometría seca. Aquel mismo mes, cuadrillas de topógrafos del Instituto Geográfico "Agustín Codazzi" (IGAC) comenzaron a establecer un polígono geodésico para efectuar medidas detalladas de la deformación del terreno. El 16 de octubre, un grupo de vulcanólogos italianos, que había sido invitado por el gobierno colombiano para evaluar la situación y aconsejar a las autoridades y científicos locales, informaron que el programa de monitoreo del Ruiz era todavía seriamente inadecuado e incapaz de proporcionar advertencias rápidas de condiciones cambiantes. El grupo italiano no tenía conocimiento de las gestiones en trámite de UNDRO - USGS para el envío de un sismógrafo telemétrico al Ruiz; desafortunadamente, este instrumento no llegó sino después del 13 de noviembre.

A continuación de la entrega del mapa preliminar de zonificación de los peligros el 7 de octubre, el cual fue criticado por algunas autoridades gubernamentales como "muy alarmante", los científicos colombianos involucrados se reunieron con las autoridades locales para discutir el mapa e impartir instrucciones sobre los peligros potenciales. Durante todo el mes antes del desastre, la Defensa Civil realizó esfuerzos, junto a otras instituciones, para mejorar el grado de concientización del público respecto a los peligros y a los procedimientos de evacuación en las zonas de alto riesgo. El 10 de noviembre se dio salida a la versión final del mapa de zonificación de los peligros; el 11 de noviembre, INGEOMINAS declaró que Armero podría ser evacuada en 2 horas sin correr peligro; irónicamente, esta declaración fue publicada en *El Tiempo* el día después del desastre (Voight, 1988).

Respuesta en el día del Desastre y Consecuencias del Mismo

Aproximadamente una hora después del inicio de la erupción del 13 de noviembre (a las 15:06), la Defensa Civil del Departamento de Tolima fue notificada por INGEOMINAS para que proceda a preparar la evacuación inmediata de Armero y Honda. Alrededor de las 17:00 comenzó una reunión de emergencia del Comité de Emergencia del Tolima en Ibagué, capital del Departamento, ubicada a 70 km de Armero. El Comité fue informado por INGEOMINAS sobre la actividad eruptiva y se discutió tanto la evacuación de Armero, Mariquita y Ambalema, como las medidas necesarias para detectar una posible actividad de flujos de lodo. Se alertó a las estaciones de policía de Armero y de las poblaciones vecinas. La reunión terminó alrededor de las 19:30, pero aparentemente sin tomar decisión alguna en lo referente a las medidas de emergencia. Después de la reunión, los representantes de INGEOMINAS acudieron a la Cruz Roja con la insistencia de que Armero, Mariquita y Honda sean preparadas para la evacuación (Herd et al., 1986).

No está claro a partir de la información disponible cuáles medidas de seguridad fueron tomadas durante las siguientes horas--la actividad eruptiva más vigorosa comenzó un poco después de las 21:00. Aparentemente hubo poca o ninguna respuesta a los llamados de alerta de los científicos o a las disposiciones de evacuación por parte de las autoridades, y en realidad se duda si los habitantes de Armero recibieron una orden general de evacuación (Herd et al., 1986). De acuerdo a Tomblin (1988, p.10) las nuevas explosiones de las 21:08 "no fueron descritas adecuadamente como significativamente más grandes", de tal manera que los informes sobre su ocurrencia "fueron tomados con escepticismo por parte de las autoridades locales y de la población, en relación a la necesidad de una evacuación". Además, la población estaba confundida por los avisos conflictivos dados por las autoridades y los medios de comunicación. Mientras presumiblemente se hacían las llamadas a la evacuación, algunas instituciones como la Iglesia y Radio Armero pedían a la población mantenerse en calma, permanecer dentro de casa y protegerse de la caída de ceniza. El hecho de que llovía fuertemente en esos momentos pudo haber sido un factor importante. En todo caso, Voight (1988, p.30) concluye que la tragedia del Ruiz "no se produjo por una ineficiencia o deficiencia tecnológica, ni por una erupción de magnitud abrumadora de características sin precedentes..." sino que fue causada por "errores humanos acumulativos--por juicios erróneos, indecisiones y una burocracia de visión corta". Con el objetivo de determinar cuáles fueron las equivocaciones en el Ruiz, un grupo de geocientíficos y cientistas sociales latinoamericanos están actualmente estudiando los aspectos científicos, de manejo de la emergencia y de la respuesta dada por la población en relación a la catástrofe.

La respuesta técnica y humanitaria al desastre fue pronta y a nivel mundial. Por lo menos treinta países respondieron y la asistencia incluyó, entre otros, el rescate de los sobrevivientes, la provisión de servicios sanitarios y de salud, alimentos, refugios y vestimenta. Varios grupos científicos llegaron con el objetivo de ayudar a documentar el impacto del fenómeno eruptivo y a colaborar en el monitoreo. Ya que la erupción del 13 de noviembre fue pequeña, había una preocupación general entre los científicos sobre la posibilidad de la ocurrencia de otras erupciones de mayor magnitud.

En febrero de 1986, en respuesta al desastre del Ruiz, el gobierno colombiano, contando con un aporte financiero substancial por parte de OFDA/USAID y de asistencia técnica por parte del USGS, estableció el Observatorio Vulcanológico Nacional en la ciudad de Manizales, bajo la dirección de INGEOMINAS. Los científicos que trabajan en este moderno y bien equipado centro están monitoreando contínuamente la débil e intermitente actividad eruptiva del volcán Nevado del Ruiz; al mismo tiempo se llevan a cabo estudios preliminares de los volcanes vecinos potencialmente peligrosos. Con la ayuda del gobierno japonés se han instalado actualmente dos detectores telemétricos de flujos de lodo, los cuales están operando en el Ruiz. Desde 1985, varios de los vulcanólogos colombianos han recibido entrenamiento en observatorios vulcanológicos en los Estados Unidos e Islandia.

Volcán Mount St. Helens, Estados Unidos, 1980

El Mount St. Helens (46.20 N; 122.18 W), ubicado en la parte suroccidental del estado de Washington - Estados Unidos, es uno de los estratovolcanes de la Cordillera de las Cascadas en la región Noroccidental de la costa pacífica; esta cadena volcánica se extiende desde el norte de California hasta la Columbia Británica en Canadá. Anteriormente a 1980, el volcán entró en erupción varias veces durante el período de 1831 a 1857, para luego entrar en una lapso de tranquilidad de más de 120 años. Se reactivó el 27 de marzo de 1980 después de una semana de actividad sísmica premonitoria. El clímax de la erupción ocurrió el 18 de mayo de 1980 y provocó el peor desastre volcánico en el registro histórico de los Estados Unidos.

Los Eventos y los Impactos

Las erupciones del Mount St. Helens en 1980 han sido ampliamente documentadas en las publicaciones 1249 y 1250 del USGS (Foxworthy & Hill, 1982; Lipman & Mullineaux, 1981) y en cientos de otros trabajos científicos. El siguiente breve resumen ha sido tomado en su mayoría de los trabajos de Tilling (1981, 1984) y Yokoyama et al. (1984), en ciertas partes al pie de la letra.

El 20 de marzo de 1980, un sismo de magnitud 4.2 inició la sismicidad precursora, la cual sufrió un incremento dramático durante la siguiente semana. Alrededor de las 12:36 (hora local) del 27 de marzo, comenzó una erupción freática. Las explosiones iniciales emitieron una columna de ceniza de 2 km de altura sobre el volcán y formaron un cráter de 80 m de diámetro en el cráter cimero pre-existente y rellenado de nieve y hielo. El monitoreo volcánico fue intensificado a gran escala hasta el 17 de mayo mientras continuaba en forma intermitente la mencionada actividad freática. La mayor preocupación fue un "hinchamiento" de grandes proporciones en el flanco norte del volcán--el cual reflejaba que una masa de magma estaba intruyendo la parte alta del cono volcánico--y que se movía subhorizontalmente a un promedio de 1.5 metros por día.

A las 08:32 del 18 de mayo un sismo de magnitud 5.1, y a unos 2 km de profundidad, sacudió al volcán. Unos 20 segundos más tarde el hinchado e inestable flanco norte del Mt. St. Helens comenzó a colapsarse, desencadenando una rápida sucesión de eventos que culminaron en una erupción violenta (Fig. 5.9). El primer minuto de la catastrófica erupción produjo una masiva (2.7 km^3) avalancha de escombros, una explosión lateral que devastó un área de 550 km^2, flujos piroclásticos y una columna de ceniza que se elevó hasta 24 km de altura. Alrededor de 1.1 km^3 de ceniza (no compactada) fueron emitidos durante las siguientes 9 horas de erupción pliniana. La erupción también generó flujos de lodo destructivos en varios valles que drenan el cono volcánico. En la montaña misma, la erupción formó un cráter en forma de anfiteatro de 1.5 x 3 km de ancho y 650 m de profundidad, y disminuyó la altura de la cumbre (antes 2549 msnm) en 400 metros.

La erupción del 18 de mayo provocó la muerte de 57 personas, docenas de heridos, más de 1.000 millones de US

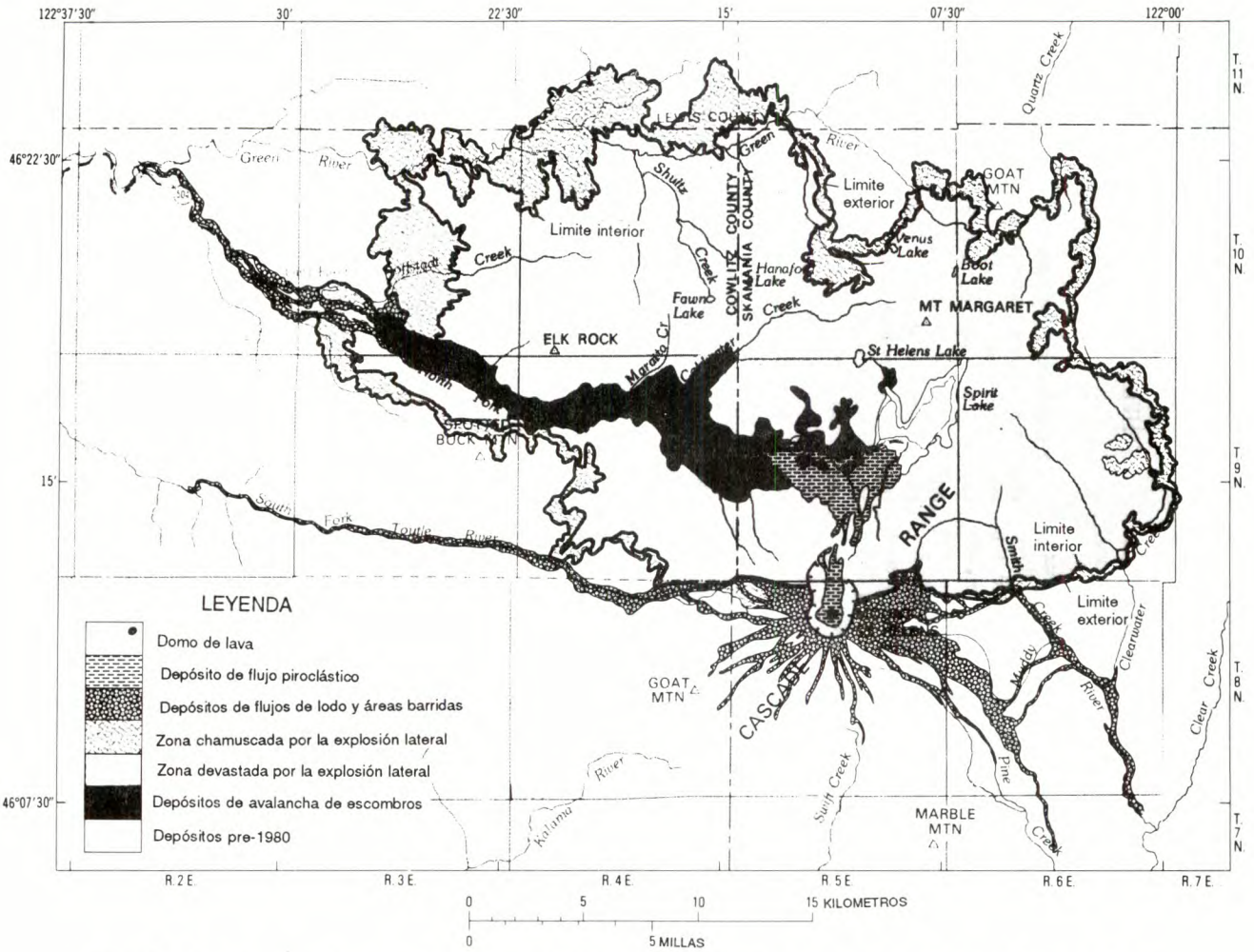


Fig. 5.9. Mapa esquemático general indicando la distribución de los productos y los efectos de las erupciones del Mount St. Helens, desde el 18 de mayo de 1980 hasta octubre de 1980; el mapa mayormente refleja los efectos de la actividad catastrófica del 18 de mayo (tomado de Lipman & Mullineaux, 1981, gráfico 1).

Dólares de daños y destrucción de los sistemas de transporte y comunicaciones. Desde mayo de 1980, la actividad en el Mount St. Helens ha estado dominada por procesos relacionados al emplazamiento y crecimiento de un domo de lava en el interior del anfiteatro (ver Swanson et al., 1987). Actualmente, los flujos de lodo y las crecientes constituyen los mayores peligros relacionados con la actividad volcánica intermitente.

Estado de Preparación Pre-Desastre, Evaluación de los Peligros y Monitoreo

Muchos años antes de la reactivación del Mount St. Helens, el USGS realizó el levantamiento geológico y la determinación de las edades por medio del método de Carbono 14, de los volcanes de la Cordillera de las Cascadas. De esta manera se obtuvo los datos geocientíficos para llevar a cabo la evaluación de la peligrosidad de varios volcanes de la región (p.e. Crandell & Mullineaux, 1967, 1975; Crandell et al., 1979), la misma que formaba parte del Programa de Peligros Volcánicos del USGS. De estos estudios los científicos concluyeron que el Mount St. Helens era el volcán más joven, más activo y explosivo de la Cordillera de las Cascadas, y que podría entrar en erupción nuevamente. Crandell et al. (1975, p.441) hicieron un pronóstico a largo plazo en el sentido de que el volcán Mount St. Helens "entrará nuevamente en erupción, talvez antes de fin de siglo". En un informe posterior y más detallado, Crandell y Mullineaux (1978) completaron sus anteriores conclusiones con un mapa de zonificación de los peligros, en el cual delimitaban las áreas más peligrosas para el caso de una erupción del volcán. Dos años más tarde, su pronóstico se hizo verdad.

En 1974, el Congreso aprobó la ley ("Disaster Relief Act of 1974," P.L. 93-228) mediante la cual se designaba al USGS como la institución federal responsable de dar advertencias oportunas y confiables de los peligros volcánicos y otros peligros asociados a éstos. De esta manera, con la detección y localización del sismo de magnitud 4.0 del 20 de marzo de 1980, el USGS, en cooperación con sismólogos de la Universidad de Washington (Seattle), trabajó 24 horas al día para expandir la red

de monitoreo sísmico en el Mount St. Helens. Durante la semana antes de la erupción inicial, los especialistas del USGS en la evaluación de los peligros volcánicos y en monitoreo volcánico aparecieron en escena para reunirse con las autoridades locales e incrementar la vigilancia del volcán. Cuando la erupción había entrado en su segunda semana de actividad freática, el grupo científico ya contaba con más de 25 personas. El 31 de marzo se realizó la entrega del informe sobre la evaluación de los peligros volcánicos en una reunión interinstitucional de todas las instituciones encargadas de manejo de emergencias; al siguiente día se preparó un mapa de zonificación de los peligros, a gran escala, para el uso de estas instituciones y del público en general.

Los científicos del USGS participaban en reuniones diarias con autoridades tanto del USFS (Servicio Forestal de los Estados Unidos) como de otras instituciones y les proporcionaban información actualizada de los peligros potenciales, sobre donde ubicar los bloqueos de carretera para controlar el acceso a las zonas en peligro, etc. (Miller et al., 1981). Sin embargo, todas las decisiones referentes al acceso y a las áreas restringidas estaban bajo la responsabilidad de los planificadores. Especialistas del USGS y de otras entidades contribuyeron con valiosa información sobre aspectos geotécnicos y de peligros volcánicos, la cual fue escencial para la elaboración del "Plan de Contingencia del Mount St. Helens", entregado por el USFS el 9 de abril. El reconocimiento temprano de los potenciales peligros que presentaba el "hinchamiento" en el flanco norte del volcán y el monitoreo sistemático de su movimiento extremadamente rápido, llevó a los científicos del USGS a aconsejar al USFS y a las autoridades del Estado de Washington, a restringir todavía más el acceso y a expandir las zonas restringidas hasta los límites que tenían el 18 de mayo. Si no se habría tomado estas medidas, el número de heridos y víctimas hubiese sido mayor.

Desafortunadamente, el intenso monitoreo pre-desastre que se llevó a cabo durante la fase de erupciones freáticas falló al no detectar ningún precursor inmediato para permitir un pronóstico a corto plazo de la erupción magmática del 18 de mayo. Análisis muy cuidadosos de los datos sísmicos y de deformación del terreno, llevados a cabo después del desastre, tampoco presentaban indicador alguno. En retrospectiva, algunos de los científicos involucrados en el monitoreo volcánico han especulado que la pendiente de la curva de crecimiento lineal del "hinchamiento" (ver Lipman et al., 1981, Fig. 97) podría haber mostrado una inflección precursora antes del derrumbe, si el proceso de deformación no hubiese sido "corto-cicuitado" por el sismo que inició la erupción. Cualquiera que sea el caso, la posibilidad de que ocurra una avalancha de grandes proporciones, y por ende una gran erupción magmática a partir de ésta, fue oportunamente reconocida por el grupo científico del volcán Mount Saint Helens y fue debidamente expuesta a las autoridades antes del 1o. de mayo (Miller et al., 1981; Decker, 1986).

La Respuesta al Desastre

Muchas instituciones federales y locales, así como voluntarios, respondieron rápidamente al desastre del volcán Mount St. Helens y proporcionaron ayuda en rescate, cuidados médios y refugios de emergencia. Tanto las autoridades como la población organizaron arduas tareas de limpieza para remover y retirar la ceniza caída en carreteras, caminos, edificios y pistas de aterrizaje, en la región ubicada a sotavento del volcán. Estas tareas llevaron muchas semanas y hasta meses para ser llevadas a cabo y representaron una inesperada carga financiera para los gobiernos locales.

La reacción inicial de la población al desastre ahuyentó temporalmente al turismo, una industria importante en el estado de Washington. Sin embargo, el Mount St. Helens, talvez debido a su renovada actividad eruptiva, ha recuperado su atractivo para los turistas. En agosto de 1982, el Presidente Reagan firmó un decreto asignando una superficie de 110.000 acres alrededor del volcán al "Monumento Volcánico Mount St. Helens", preservando algunos de los mejores sitios para estudios científicos, educación y recreación.

El Congreso de los Estados Unidos asignó la cantidad de $951 millones para ayuda ante el desastre; la porción más grande de esta suma favoreció a la Administración de Pequeñas Empresas, al Cuerpo de Ingenieros del Ejército de los Estados Unidos y a la Agencia Federal para el Manejo de Emergencias, con el objetivo de restaurar el comercio, las vías de transporte y los medios de comunicación. El USGS estableció una oficina permanente en Vancouver, Washington, gracias a una significativa expansión de su Programa de Peligros Volcánicos. El 18 de mayo de 1982, la mencionada oficina fue formalmente bautizada como Observatorio Vulcanológico David A. Johnston de la Cordillera de las Cascadas (CVO), en memoria del vulcanólogo del CVO, desaparecido durante la gran erupción del Mount St. Helens ocurrida dos años antes. El CVO no solamente monitorea la actividad contínua del Mount St. Helens, sino que también sirve de base para la realización de estudios en otros volcanes de las Cascadas.

Las Lecciones Aprendidas

La respuesta a una crisis volcánica particular o a un desastre puede ser variable y, por necesidad, está condicionada por las circunstancias locales prevalecientes al tiempo del evento (estado de conocimiento del volcán, cantidad de recursos científicos y económicos disponibles, estado de preparación en caso de desastre, peculiaridad del comportamiento volcánico, factores sociales o culturales, etc.). Sin embargo, se pueden obtener algunas enseñanzas de los casos históricos revisados en este capítulo.

(1) Es importante tener a disposición datos base de monitoreo para cualquier volcán considerado con potencial de entrar en erupción en el futuro, en base a los estudios de sus registros históricos y prehistóricos. Cualquier tipo de monitoreo sistemático--sea con técnicas de alta o de baja tecnología (ver CAPITULO 4)--es mejor que carecer de datos de monitoreo. Mientras más largo sea el período de monitoreo, más confiable será la detección temprana de comportamientos "anormales", los mismos que indicarían señales precursoras.

La falta de datos base fue un problema serio en el caso de la actividad eruptiva del Volcán Taal en 1965-1977. En el volcán Galunggung, 1982-1983, la falta de datos base antes de 1982 entorpeció la interpretación de los datos de monitoreo, relativamente abundantes, adquiridos durante la larga erupción. En el caso del Nevado del Ruiz, el monitoreo pre-desastre simplemente fue un asunto de "muy poco, muy tarde". Hasta para el caso del Mount Saint Helens, había muy pocos datos de monitoreo antes del inicio de la sismicidad precursora el 20 de marzo de 1980.

(2) Es escencial realizar evaluaciones de los peligros, incluído mapas de zonificación de la peligrosidad, antes del inicio de la reactivación volcánica. Tales mapas, aunque sean rudimentarios y preliminares, proporcionan información básica para la elaboración de los planes de contingencia. El valor y el uso eficaz de estos mapas de zonificación de los peligros está demostrada en los casos de los volcanes Mayón, Galunggung y Mount St. Helens. Desafortunadamente, en el caso del desastre del Nevado del Ruiz, el mapa de zonificación de los peligros, en el cual se identificaron correctamente las áreas vulnerables a flujos de lodo, fue aparentemente mal entendido o no fue tomado en consideración por las autoridades. Si el mapa hubiese sido terminado más rápidamente, habría habido más tiempo para educar a las autoridades y a la población y para concientizarlos más sobre los peligros potenciales y sobre la posibles medidas para su mitigación.

(3) Los planes de contingencia tienden a desactualizarse, a ser olvidados y por lo tanto pierden su eficacia a no ser que sean revisados periódicamente, puestos a prueba y actualizados por una institución designada para coordinar, a nivel nacional, la respuesta en caso de desastre. A pesar de que se preparó un plan de contingencia para el volcán Taal diez años antes de la erupción de 1965, este plan demostró ser poco eficaz ya que el gobierno no disponía, en ese tiempo, de un adecuado sistema de respuesta en caso de desastre.

(4) Los esfuerzos, tanto de monitoreo como para la evaluación de los peligros antes y durante una crisis volcánica, ***son eficaces solamente si*** están bien coordinados con, y respaldados por, acciones bien organizadas y decisivas por parte de autoridades encargadas del manejo de emergencias. En este contexto, los casos de los volcanes Mayón, Canlaon, Galunggung, Rabaul y Mount St. Helens representan ejemplos de coordinación e interacción regular a buena entre científicos y autoridades para la mitigación de los peligros. Por el contrario, el caso del volcán Taal y especialmente el del Nevado del Ruiz, son recuerdos trágicos de esfuerzos sin éxito en la mitigación. En el siguiente capítulo se discuten algunas acciones que pueden ser emprendidas por los científicos para mejorar el manejo de emergencias volcánicas y para elevar el nivel de concientización de la población respecto a los fenómenos volcánicos y sus peligros.

CAPITULO 6. RESPUESTAS DE LA COMUNIDAD CIENTIFICA Y DEL PUBLICO

Robert I. Tilling

U.S. Geological Survey, Menlo Park, California 94025

Raymundo S. Punongbayan

Instituto Filipino de Vulcanología y Sismología, Quezon City, Filipinas

Introducción

Los estudios científicos (es decir, investigaciones geocientíficas de base, evaluaciones de la peligrosidad, vigilancia volcánica) constituyen solamente el primer paso en la mitigación del riesgo debido a los peligros volcánicos. Los descubrimientos de los científicos deben ser comunicados de una manera efectiva, rápida y clara a las autoridades civiles responsables tanto de la planificación como de la implementación de las medidas necesarias para mitigar los peligros. Sin embargo, la responsabilidad de los geocientíficos no termina con la transferencia de la información científica a las autoridades correspondientes. Adicionalmente, los geocientíficos, en conjunto con las autoridades, deben trabajar activamente en la información y educación de los medios de comunicación y de la población sobre los fenómenos volcánicos en general y sobre la naturaleza de los posibles peligros en particular. Un público bien informado es menos susceptible de entrar en pánico y es más probable que actúe racionalmente en respuesta a las exhortaciones gubernamentales y a las medidas de contingencia en caso de una emergencia volcánica.

La mitigación efectiva de los potenciales peligros volcánicos debido a futuras erupciones requieren de una respuesta constructiva tanto por parte de los científicos como del público, e involucra una interacción con la cooperación de todas las partes involucradas: científicos, planificadores, autoridades de protección civil, medios de comunicación y el público en general. El papel que desempeñan los geocientíficos en la respuesta a los peligros volcánicos y en cómo los científicos podrían influenciar para lograr mejoras en dichas respuestas ha sido tratado en varias publicaciones recientes (p.e., Fiske, 1984; Newhall, 1984; Souther et al., 1984; Yokoyama et al., 1984; Peterson, 1986, 1988; y Tilling, 1989). La breve discusión presentada en este capítulo ha sido mayormente adaptada de dichos estudios.

Interacciones entre los Geocientíficos, las Autoridades y el Público

En vista de que los vulcanólogos son los más calificados para interpretar el significado de las observaciones y mediciones efectuadas en un volcán activo, éstas son las personas apropiadas para servir como enlace en el flujo de información a todos los grupos de personas que necesitan ser informadas sobre los fenómenos volcánicos y sus peligros asociados (Fig. 6.1). Sin embargo, la Fig. 6.1, conjuntamente con la Fig. 1.3, indican que las políticas de mitigación de los peligros y sus medidas respectivas son elaboradas por las autoridades civiles correspondientes y planificadores, quienes deben balancear la información vulcanológica conjuntamente con factores socio-económicos y políticos al tomar decisiones. Mientras más exacta, oportuna y entendible sea la información que los geocientíficos aporten sobre el volcán, mejor fundamentados estarán aquellos que toman las decisiones y también el público en general.

Antes de que Comience una Crisis Volcánica

Obviamente los vulcanólogos desempeñan un papel activo frente al público durante las crisis o desastres volcánicos, pero ellos y otros geocientíficos pueden utilizar períodos de quietud (no actividad volcánica) para proporcionar información general al público. Adicionalmente a la ejecución de estudios científicos necesarios para preparar evaluaciones adecuadas sobre los peligros, los científicos también deben participar en actividades de relaciones públicas y educacionales para concientizar a las autoridades y al público en general sobre los volcanes y sus peligros potenciales. Mientras el volcán está pasando una etapa de calma, los geocientíficos deberían tratar de establecer buenas líneas de comunicación y relaciones de trabajo con las

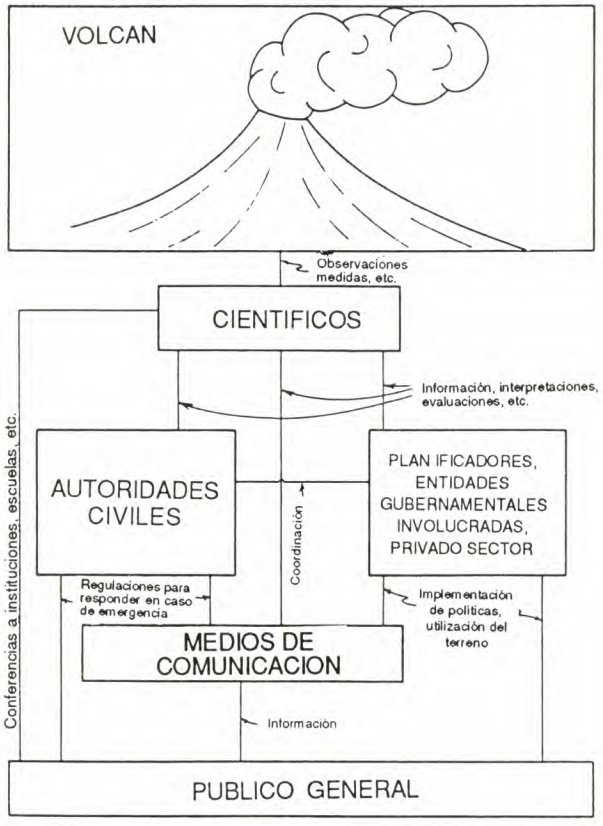


Fig. 6.1. Diagrama esquemático que indica el flujo de información vulcanológica sobre el Mount St. Helens hacia las autoridades civiles y al público en general. Tal sistema de flujo informativo, con modificaciones menores, puede probablemente ser aplicado en forma general a otros volcanes (tomado de Peterson, 1987, Fig. 13; publicado en Peterson, 1988, Fig. 1).

autoridades bajo condiciones normales. Las buenas relaciones se cultivan dando charlas a grupos civiles y escolares, escribiendo artículos no técnicos y panfletos, estando a disposición para presentaciones y entrevistas con los medios de comunicación y aprovechando apropiadamente todas las oportunidades para incrementar la conciencia del público sobre la fenomenología volcánica. Particularmente, la comunidad científica debe trabajar más arduamente para persuadir a las autoridades gubernamentales y planificadores de que tomen en consideración los factores sobre peligros volcánicos dentro de la planificación del uso del terreno. Muchos, talvez la mayoría (?) de los geocientíficos--sea por preparación, personalidad o inclinación--prefieren evitar cualquier notoriedad pública. Sin embargo, parece claro que debemos desempeñar un papel más activo y visible para proporcionar un mejor entendimiento y una mayor concientización respecto a los peligros en las autoridades civiles y en la población de las áreas volcánicamente activas.

Durante una Crisis o Desastre Volcánico

Cuando golpea un desastre volcánico o sobreviene una crisis volcánica, los vulcanólogos son lanzados a la luz pública. Son llamados para proporcionar información científica exacta y actualizada y para dar consejos sobre el estado del volcán (Fig. 6.1). Si se han sentado las bases para el establecimiento o mejoramiento de la comunicación y de la concientización pública antes del inicio de la emergencia, el papel del geocientífico como proveedor principal de la información sobre los peligros volcánicos probablemente será más eficaz. Es difícil establecer una buena relación con las autoridades civiles y el público en un tiempo corto y bajo circunstancias de crisis.

La experiencia nos ha enseñado que es importantísimo que una sola institución, o grupo designado por las autoridades, sea el responsable de la respuesta a los peligros volcánicos. Tal designación debe ser efectuada por el gobierno mucho antes de que comience la emergencia volcánica. Durante la crisis volcánica de 1976 en el volcán Soufrière (Guadeloupe, Antillas Francesas), los dos grupos científicos rivales en el sitio tuvieron importantes diferencias en sus interpretaciones sobre la actividad volcánica. Estas diferencias fueron explotadas por periodistas sensacionalistas, causando confusión y discordia entre las autoridades y la población afectada (Fiske, 1984). En los Estados Unidos, el Servicio Geológico (USGS) ha sido designado por el Congreso mediante la Ley Pública 93-288 (del Acta de 1974 sobre la Mitigación de Desastres) como la organización científica responsable de proporcionar advertencias oportunas sobre los peligros volcánicos y otros peligros asociados a éstos (Tilling & Bailey, 1985). Tal designación no implica que el USGS es la única organización científica involucrada en estudios de peligrosidad volcánica sino que más bien es el coordinador de todos los estudios y sirve como fuente oficial para la información científica. Por ejemplo, el monitoreo sísmico del Mount St. Helens y de algunos otros volcanes de la región de la Cordillera de las Cascadas es un esfuerzo conjunto entre el USGS y sismólogos de la Universidad de Washington (Seattle).

En el Japón, la responsabilidad para la evaluación de los peligros volcánicos y para los estudios de monitoreo está compartida entre varias universidades y varias agencias gubernamentales, principalmente la Agencia Meteorológica del Japón (AMJ) y el Servicio Geológico del Japón (SGJ). El programa japonés para la mitigación de los peligros volcánicos es auspiciado por el Comité Coordinador del Progama Nacional para la Predicción de Erupciones Volcánicas (Shimozuru, 1981). Los observatorios de la AMJ están involucrados mayormente con el monitoreo volcánico sistemático, mientras que a los observatorios de las universidades les concierne más la investigación "pura" de la fenomenología volcánica; la mayoría de las evaluaciones de los peligros volcánicos son llevadas a cabo por el SGJ. Otros países tienen sistemas para responder a erupciones volcánicas y a los peligros relacionados a éstas, pero difieren de aquellos del Japón o USA. Tales diferencias son de esperarse y reflejan el trasfondo cultural de cada país, su herencia en conocimientos científico y la modalidad de gobierno. Desafortunadamente, algunos países con volcanes activos o

potencialmente activos no tienen ninguna institución específica designada como responsable de los estudios de los peligros volcánicos.

Peterson (1988, p. 4167) ha hecho un excelente resumen de las observaciones y recomendaciones de Fiske (1984) pertinentes a mejorar las relaciones entre científicos, periodistas y el público durante una crisis volcánica:

"1. Recopilar información base sobre el comportamiento geológico y geofísico del volcán antes de que la crisis comience a desarrollarse, para proporcionar una base para evaluar el comportamiento durante una nueva etapa de actividad.
2. Un científico jefe experimentado y respetado debería coordinar las varias actividades en un único esfuerzo de grupo. Sin eliminar los desacuerdos científicos o diferencias en la interpretación, el jefe aseguraría que la información que llegue a las autoridades y a los medios de comunicación sea unificada y consistente. Esto debería ayudar a reducir la posibilidad de competividad irresponsable entre los grupos científicos por captar la atención de los medios de comunicación.
3. Individualmente, cada científico debería encarrilar sus actividades separadas como parte del esfuerzo del grupo, especialmente durante las entrevistas con los periodistas. Sus comentarios deberían estar limitados a su propia área de conocimiento.
4. Durante tiempos de crisis, los periodistas deben darse cuenta que los científicos tienen la necesidad de discutir a puerta cerrada ciertas posibilidades especulativas, y en estas conversaciones no deben ser partícipes extraños que fácilmente las malinterpreten.
5. Cuando una crisis llega a tener proporciones mayores, un portavoz científico debería ser designado para interactuar con los medios de comunicación, con la participación total del científico jefe. Tal designación reduce la interferencia en el trabajo científico y permite que la eficiencia del científico designado mejore con la experiencia."

Necesidad de Mejorar el Sistema Global de Respuesta ante Crisis Volcánicas

La discusión precedente asume que en caso de una crisis o desastre volcánico, el país o la región impactada es completamente capaz de resolver los problemas por sí solo; es decir, el país es autosuficiente en el manejo de emergencias volcánicas. Sin embargo, como ha sido generalmente reconocido (p.e. Yokoyama et al., 1984; Tilling & Newhall, 1987), la mayoría de los volcanes de alto riesgo en el mundo se encuentran en países en vías de desarrollo, los cuales tienen escasez de fondos suficientes y de recursos científicos para estudiarlos y monitorearlos adecuadamente. Por lo tanto, un incremento en los esfuerzos por mitigar los peligros volcánicos debería concentrarse en los países en vías de desarrollo, especialmente aquellos en la región circunpacífica y que presentan altas concentraciones demográficas.

Una manera obvia de enfrentar los peligros volcánicos consistiría en que el país en vías de desarrollo inicie o acelere la investigación y los programas educacionales relacionados (actualizar equipos e instalaciones, entrenamiento de científicos y técnicos, etc.) para alcanzar autosuficiencia en vulcanología y en la mitigación de la peligrosidad. Esta solución, sin embargo, es necesariamente costosa y a largo plazo, y requiere décadas o talvez más. Mientras tanto, los países desarrollados y las organizaciones internacionales deben trabajar activamente para implementar programas globales actualizados de mitigación de los peligros volcánicos enfocados hacia los países en vías de desarrollo. Tales programas deberían proporcionar: 1) respuesta rápida y asistencia mutua durante las crisis volcánicas; 2) asistencia técnica en la preparación de evaluaciones de la peligrosidad; 3) obtención de datos básicos de monitoreo en los volcanes de alto riesgo; y 4) entrenamiento/educación para científicos, autoridades encargadas del manejo de emergencias, personas de los medios de comunicación y para la población amenazada.

Hasta la fecha, los programas bilaterales e internacionales son limitados, no tienen una buena coordinación y en general constituyen una respuesta de tipo "muy poco, muy tarde" a los desastres volcánicos. Sin embargo, en años recientes unos modestos modelos pre-desastre fueron llevados a cabo con el apoyo de UNESCO y/o OFDA (Oficina para la Asistencia a Desastres en el Exterior - Agencia de los Estados Unidos para el Desarrollo Internacional), para aumentar los estudios de peligrosidad volcánica en varios países en vías de desarrollo (p.e. Indonesia, México, Nicaragua, Guatemala y Ecuador) utilizando "equipos móviles" de científicos especializados en varios aspectos del monitoreo volcánico o en la evaluación de los peligros (Banks, 1985, 1986, 1987a). Mientras estos esfuerzos recientes han sido útiles, son inadecuados para enfrentar el problema a la escala global requerida. Algunos programas globales interinos tienen un costo relativamente bajo pero necesitan un financiamiento estable para alcanzar resultados eficaces y permanentes. Por ejemplo, el presupuesto anual promedio (US$ 195.000) propuesto a la UNESCO para un programa quinquenal (Yokoyama et al., 1984) representa sólo una pequeña fracción de los costos diarios de helicóptero durante las operaciones de mitigación del desastre del Nevado del Ruiz en 1985. Hasta 1989 este programa permanecía sin financiamiento. Debido a que los países anfitriones deben solicitar estos programas internacionales interinos, las comunidades científicas en los países en vías de desarrollo deben estimular vigorosamente a sus respectivos Ministerios de Relaciones Exteriores para tramitar tales solicitudes.

Bien que el envío de "grupos móviles" de especialistas hacia países en vías de desarrollo proporciona la ayuda necesaria a corto plazo, tales grupos deben operar bajo la dirección de la institución científica designada en el país anfitrión, la cual es responsable de los estudios de la peligrosidad volcánica. De lo contrario podría surgir confusión en el flujo de información a las autoridades para el manejo de emergencias y a los medios de comunicación. Desafortunadamente, algunas observaciones inapropiadas e insensibles dadas a conocer a los periodistas por

unos pocos "expertos extranjeros" han causado dificultades a los científicos locales y a las autoridades durante algunas emergencias volcánicas recientes. Los participantes a tres talleres regionales auspiciados por la UNESCO en 1983, acordaron por unanimidad que "los datos y las respectivas informaciones dadas por el grupo móvil sólo serán presentadas a, y discutidas con, los miembros del grupo científico nacional. A ningún miembro del grupo le está permitido discutir la actividad eruptiva y sus posibles consecuencias con los medios de comunicación locales o internacionales, o con las autoridades locales de Defensa Civil, a no ser que las autoridades gubernamentales del país anfitrión lo hayan autorizado específicamente." (Yokoyama et al., 1984, p.28).

Los Principales Retos para la Comunidad Geocientífica

Los futuros logros dentro de la mitigación de los peligros volcánicos, en una escala global, muy probablemente serán conseguidos más por medio de una aplicación más amplia de la tecnología existente a los hasta ahora poco estudiados volcanes de alto riesgo situados en países en vías de desarrollo, que únicamente por avances tecnológicos (Tilling & Newhall, 1987; Tilling, 1989). Si esta premisa es válida, entonces algunos de los retos más importantes a la comunidad geocientífica incluyen los siguientes (mayormente adaptado de Tilling, 1989):

1) Aparte de su trabajo regular en estudios sobre los fenómenos volcánicos y/o de peligrosidad, los geocientíficos deben representar un papel mucho más activo y visible en la concientización del público sobre los volcanes y sus peligros potenciales. Verdaderamente, los vulcanólogos tienen "una obligación moral de transmitir eficazmente su conocimiento en beneficio de toda la sociedad". (Peterson, 1988, p.4161).
2) Para volcanes potencialmente peligrosos ubicados en regiones que todavía no están densamente pobladas o desarrolladas, los geocientíficos deben preparar las mejores evaluaciones posibles de los peligros hasta donde lo permitan los datos existentes y deben identificar dónde existen lagunas en los datos requeridos para preparar evaluaciones más detalladas. Luego deben trabajar muy de cerca con las personas a nivel de toma de decisiones y con el público, para animarles y convencerles a que tomen en consideración los mapas de zonificación de los peligros volcánicos en la planificación local o regional del uso del terreno.
3) Para zonas volcánicamente activas y ya densamente pobladas, y cuyas prácticas de uso del terreno están comprometidas por la demanda económica, aspectos culturales o tradiciones, las únicas opciones en la mitigación de los peligros son las de mejorar el monitoreo así como las capacidades de pronóstico que permitan a los geocientíficos advertir oportunamente a las autoridades en caso de erupciones inminentes. Los geocientíficos también deben interactuar estrechamente con las autoridades civiles para diseñar y ensayar periódicamente las medidas de contingencia antes de que se presente una crisis volcánica.
4) La realización de más reuniones y talleres internacionales para desarrollar o revisar estrategias generales y recomendaciones para la planificación de programas globales de mitigación de la peligrosidad, probablemente no producirán resultados económicos muy satisfactorios. Los geocientíficos tienen que convencer a los niveles de decisión de agencias financieras que los dineros dispuestos para tales propósitos podrían ser utilizados más productivamente para actividades específicas resumidas en proyectos o programas ya propuestos, pero que todavía no tienen financiamiento. Tales actividades, por ejemplo, podrían incluir la realización de un mapa de zonificación del peligro o mediciones para un monitoreo de base en un volcán activo de alto riesgo en un país en vías de desarrollo.
5) Se debe dar mayor prioridad a publicaciones de interés general, películas, videos, manuales de capacitación y otras ayudas audiovisuales dentro de un programa concebido para educar a las autoridades encargadas del manejo de emergencias y al público en general sobre los tipos y naturaleza de los peligros volcánicos y sobre su potencial destructivo. En 1988, bajo los auspicios de la IAVCEI (International Association of Volcanology and Chemistry of the Earth's Interior) se iniciaron esfuerzos para asegurar el financiamiento para la producción de dos videos de 25 minutos cada uno, sobre los peligros volcánicos y sus impactos adversos. Estos videos serán utilizados como apoyo por los vulcanólogos en su tarea de educar a los niveles de decisión y al público afectado sobre la naturaleza de los peligros y sobre algunas medidas de protección que se pueden tomar.
6) Muchos científicos en países desarrollados se resisten a verse involucrados en esfuerzos para promover y desarrollar los programas internacionales interinos necesarios para ayudar a la capacitación de científicos en países en desarrollo, o a tratar de capacitar a las autoridades y al público. Algunas veces los científicos están tan estrechamente dedicados a sus propias investigaciones que desdeñan cualquier actividad no-investigativa, a pesar que su investigación podría estar financiada por programas de reducción de la peligrosidad.
7) Los científicos en los países en vías de desarrollo deben animar persistentemente a sus gobiernos para que den un apoyo más fuerte a los estudios geocientíficos de base en los volcanes. La meta a largo plazo es la de adquirir para su país una autosuficiencia en vulcanología. Hasta mientras, los geocientíficos deben exigir a sus gobiernos que soliciten una participación creciente en programas internacionales de corto plazo para incrementar los estudios sobre los peligros volcánicos en sus propios volcanes de alto riesgo.

En resumen, los países desarrollados y las organizaciones internacionales necesitan incrementar la asistencia técnica por medio de programas bilaterales o internacionales, hasta que los países en vías de desarrollo adquieran autosuficiencia económica y científica. Hasta tanto, los problemas más apremiantes tanto para la comunidad científica como para los niveles de decisión es evitar que las crisis volcánicas se conviertan en desastres volcánicos.

REFERENCIAS

(Para todos los capítulos)

Agnew, D.C., Strainmeters and tiltmeters, *Rev. Geophys., 24, no. 3*, 579-624, 1986.

Aki, K., and R.Y. Koyanagi, Deep volcanic tremor and magma ascent mechanism under Kilauea, Hawaii, *J. Geophys. Res., 86, no. B8*, 7095-7109, 1981.

Aki, K., M. Fehler, and S. Das, Source mechanism of volcanic tremor: fluid-driven crack models and their application to the 1963 Kilauea eruption, *J. Geophys. Res., 2*, 259-287, 1977.

Alcayde, M., editor, *Proceedings, Symposium on Volcán Chichónal*, VI National Geologic Convention of Sociedad Geológica Mexicana, September 1982, Mexico City, Instituto de Geología, Universidad Autónoma de México, Mexico City, 120 pp. (in Spanish), 1983.

Alzwar, Muziel, G. Kelut, *Berita Berkala Vulkanologi, Edisi Khusus, no. 108*, 58 pp., map scale 1:167,000, Direktorat Vulkanologi (Volcanological Survey of Indonesia), 1985.

Anderson, Tempest, and Flett, J.S., Report on the eruptions of the Soufrière in St. Vincent, 1902, and on a visit to Montagne Pelée, in Martinique, *Phil. Trans. Royal Soc. London, Series A, 200*, 353-553, 1903.

Apple, R.A., Thomas A. Jaggar, Jr. and the Hawaiian Volcano Observatory, *in* Volcanism in Hawaii, edited by R.W. Decker, T.L. Wright, and P.H. Stauffer, *U.S. Geol. Surv. Prof. Paper 1350*, pp. 1619-1644, 1987.

Aramaki, Shigeo, Asama volcano, Japan, in *Source-Book for Volcanic-Hazards Zonation: Natural Hazards 4*, edited by D.R. Crandell, Basil Booth, K. Kusumadinata, D., Shimozuru, G.P.L. Walker, and D. Westercamp, pp. 60-64, UNESCO, Paris, 1984.

Aramaki, Shigeo, and S. Akimoto, Temperature estimation of pyroclastic deposits by natural remnant magnetism, *Amer. J. Sci., 255*, 619-627, 1957.

Armienti, P., and M.T. Pareschi, Automatic reconstruction of surge deposit thicknesses. Applications to some Italian volcanoes, *J. Volcanol. Geotherm. Res., 31*, 313-320, 1987.

Armienti, P., G. Macedonio, and M.T. Pareschi, A numerical model for simulation of tephra transport and deposition: Applications to May 18, 1980, Mount St. Helens eruption, *J. Geophys. Res., 93, no. B6*, 6463-6476, 1988.

Baker, V.R., and R.C. Kochel, Flood sedimentation in bedrock fluvial systems, in *Flood Geomorphology*, edited by V.R. Baker, R.C. Kochel, and P.C. Patton, pp. 123-138, John Wiley and Sons, New York, 1988.

Baker, V.R., Flood erosion, in *Flood Geomorphology*, edited by V.R. Baker, R.C. Kochel, and P.C. Patton, pp. 81-96, John Wiley and Sons, New York, 1988.

Baker, V.R., R.C. Kochel, and P.C. Patton, editors, *Flood Geomorphology*, 503 pp., John Wiley and Sons, New York, 1988.

Banerjee, S.K., The Holocene paleomagnetic record in the United States, in *Late-Quaternary Environments of the United States, Volume 2, The Holocene*, edited by H.E. Wright, Jr., pp. 78-85, University of Minnesota Press, Minneapolis, 1983.

Banister, J.R., Pressure wave generated by the Mount St. Helens eruption, *J. Geophys. Res., 89, no. D3*, 4895-4904, 1984.

Banks, N.G., Measuring and interpreting deformation of volcanoes, *Notes for UNESCO Training Course*, Legaspi City and Manila, Philippines, 55 pp. (xeroxed), 1984.

Banks, N.G., Expanded monitoring capabilities and rapid response to volcanic crises through mobile volcano observatories, *Abstracts, IAVCEI Scientific Assembly on Potassic Volcanism - Mt. Etna Volcano, Giardini-Naxos, Italy, September 1985*, 35, 1985.

Banks, N.G., Hazard mitigation and rapid response to volcanic crises with mobile volcano observatories [abstract]: *Eos, Trans. Amer. Geophys. Union, 76*, 398, 1986.

Banks, N.G., U.S. Volcano Assistance Program, *Episodes, 10, no. 1*, 49, 1987a.

Banks, N.G., Preliminary assessment of the volcano hazards of Pacaya volcano, Guatemala, Instituto Nacional de Sismología, Vulcanología, Meteorología e Hidrología

(INSIVUMEH, Guatemala), 20 pp., map scale 1:120,000. 1987b.

Banks, N.G., and R.P. Hoblitt, Summary of temperature studies of 1980 deposits, *in* The 1980 eruptions of Mount St. Helens, Washington, edited by Lipman, P.W., and D.R. Mullineaux, D.R., *U.S. Geol. Surv. Prof. Paper 1250*, pp. 295-313, 1981.

Banks, N.G., R.Y. Koyanagi, J.M. Sinton, and K.T. Honma, The eruption of Mount Pagan Volcano, Mariana Islands, 15 May 1981, *J. Volcanol. Geotherm. Res., 22, no. 3/4*, 225-269, 1984.

Barberi, F., F. Innocenti, L. Lirer, R. Munro, T. Pescatore, and R. Santacroce, The Campanian ignimbrite: A major prehistoric eruption in the Neapolitan area (Italy), *Bull. Volcanol., 41*, 10-32, 1978.

Barberi, Franco, M. Rosi, R. Santacroce, and M.F. Sheridan, Volcanic hazard zonation: Mt. Vesuvius, in *Forecasting Volcanic Events*, edited by Haroun Tazieff and J.-C. Sabroux, pp. 149-161, Elsevier, Amsterdam, 1983.

Beaulieu, J.D., and N.V. Peterson, N.V., Seismic and volcanic hazard evaluation of the Mount St. Helens area, Washington, relative to the Trojan Nuclear site, Oregon, *Oregon Department of Geology and Mineral Industries Open-File Report 0-81-9*, 80 pp. (A summary of this report was published in *Oregon Geology, 43, no. 12*, 159-169, 1981).

Beget, J.E., Glacier Peak volcano: A potentially hazardous Cascade volcano, *Environ. Geol., 5*, 83-92, 1983.

Belousov, A.B., and G.E. Bogoyavlenskaya, Debris avalanche of the 1956 Bezymianny eruption [abstract]: *Abstracts Volume, Kagoshima International Conference on Volcanoes*, 352, 1988.

Berger, G.W., Dating Quaternary events by luminescence, in Dating Quaternary Sediments, edited by D.J. Easterbrook, *Geol. Soc. Amer. Special Paper 227*, 13-50, 1988.

Berger, G.W., Thermoluminescence dating of the Pleistocene Old Crow tephra and adjacent loess, near Fairbanks, Alaska, *Canadian J. Earth Sci., 24*, 1975-1984, 1987.

Berger, G.W., Thermoluminescence dating of volcanic ash, *J. Volcanol. Geotherm. Res., 25*, 333-347, 1985.

Berrino, G., C. Corrado, G. Luongo, and B. Toro, Ground deformation and gravity changes accompanying the 1982 Pozzuoli uplift, *Bull. Volcanol., 47-2*, 187-200, 1984.

Beverage, J.P., and J.K. Culbertson, Hyperconcentrations of suspended sediment, *J. Hydraulics Division, American Society of Civil Engineers Proceedings, v. 90, no. HY6*, 117-128, 1964.

Birkeland, P.W., *Soils and geomorphology*, 372 pp., Oxford University Press, New York, 1984.

Blinman, Eric, P.J. Mehringer, Jr., and J.C. Sheppard, Pollen influx and the deposition of Mazama and Glacier Peak tephra, in *Volcanic Activity and Human Ecology*, edited by P.D. Sheets and D.K. Grayson, pp. 393-426, Academic Press, New York, 1979.

Blong, R.J., Some effects of tephra falls on buildings, in *Tephra Studies*, edited by S. Self and R.S.J. Sparks, pp. 405-420, NATO Advanced Study Institutes Series, D. Reidel Publishing Company, Boston, 1981.

Blong, R.J., *The time of darkness: Local legends and volcanic reality in Papua New Guinea*, 257 pp., Australian National University Press, Canberra, 1982.

Blong, R.J., *Volcanic hazards: A Sourcebook on the Effects of Eruptions*, 424 pp., Academic Press, Orlando, Florida, 1984.

Bogoyavlenskaya, G.E., O.A. Braitseva, I.V. Melekestsev, V. Yu. Kiriyanov, and C.D. Miller, C.D., Catastrophic eruptions of the directed-blast type at Mount St, Helens, Bezymianny, and Shiveluch volcanoes, *J. Geodynamics, 3*, 189-218, 1985.

Bolt, B.A., W.L. Horn, G.A. Macdonald, and R.F. Scott, *Geological Hazards*, 328 pp., Springer-Verlag, New York, 1977.

Bomford, G., *Geodesy*, 4th edition, 855 pp., Clarendon Press, London, 1980.

Booth, Basil, Assessing volcanic risk, *J. Geol. Soc. London, 136*, 331-340, 1979.

Booth, Basil, Ronald Croasdale, and G.P.L. Walker, Volcanic hazard on São Miguel, Azores, in *Forecasting Volcanic Events*, edited by Haroun Tazieff and J.-C. Sabroux, pp. 99-109, Elsevier, Amsterdam, 1983.

Bradley, R.S., *Quaternary Paleoclimatology*, 472 pp., Allen and Unwin, Boston, 1985.

Brakenridge, G.R., 1988, River flood regime and floodplain stratigraphy, in *Flood Geomorphology*, edited V.R. Baker, R.C. Kochel, and P.C. Patton, pp. 157-168, John Wiley & Sons, New York, 1988.

Brantley, S.R., Editor, The eruption of Redoubt Volcano, Alaska, December 14, 1989-August 31, 1990: *U.S. Geol.Surv. Circular 1061*, 33 pp, 1990.

Brantley, S.R., and R.B. Waitt, Interrelations among pyroclastic surge, pyroclastic flow, and lahars in Smith Creek valley during first minutes of 18 May 1980 eruption of Mount St. Helens, U.S.A., *Bull. Volcanol. 50, no. 5*, 304-326, 1988.

Brantley, Steve, and Lyn Topinka, Volcanic studies at the U.S. Geological Survey's David A. Johnston Cascades Volcano Observatory, Vancouver, Washington, *Earthquake Information Bull., 16, no. 2*, 44-122, 1984.

Brantley, Steven, David Yamaguchi, Kenneth Cameron, and, Patrick Pringle, Tree-ring dating of volcanic deposits, *Earthquakes and Volcanoes, 18, no. 5*, 184-194, 1986.

Bullard, F.M., *Volcanoes of the Earth*, 629 pp., 2nd edition, University of Texas Press, Austin, 1984.

Burgos, J.G., Chaos mar aid work, *Manila Times*, October 1, 1965.

Cameron, K.A., and P.T. Pringle, A detailed chronology of the most recent major eruptive period at Mount Hood, Oregon, *Geol. Soc. Amer. Bull., 99, no. 12*, 845-851, 1987.

Capaldi, Giuseppe, and Raimondo Pece, On the reliability of the ^{230}Th-^{238}U dating method applied to young volcanic rocks, *J. Volcanol. Geotherm. Res., 11*, 367-372, 1981.

Capaldi, Giuseppe, Massimo Cortini, and Raimondo Pece, On the reliability of the ^{230}Th-^{238}U dating method applied to

young volcanic rocks--reply, *J. Volcanol. Geotherm. Res., 26*, 369-376, 1985.

Carey, S., and H. Sigurdsson, The 1982 eruptions of El Chichón volcano, Mexico (2): Observations and numerical modelling of tephra-fall distribution, *Bull. Volcanol., 48, no. 2/3*, 127-142, 1986.

Carey, S.N., and Haraldur Sigurdsson, Influence of particle aggregation on deposition of distal tephra from May 18, 1980, eruption of Mount St. Helens volcano, *J. Geophys. Res., 87*, 7061-7072, 1982.

Carey, Steven, and R.S.J. Sparks, Quantitative models of the fallout and dispersal of tephra from volcanic eruption columns, *Bull. Volcanol., 48*, 109-125, 1986.

Carroll, J.J., and S.A. Parco, *Social organization in a crisis situation: The Taal disaster*, Philippine Sociological Society monograph, Manila, 58 pp., 1966.

Cas, R.A.F., and Wright, J.V., *Volcanic Successions--Modern and Ancient*, 528 pp., Allen and Unwin, London, 1987.

Cassidy, J., C.A. Locke, and I.E.M. Smith, Volcanic hazard in the Auckland region, in Volcanic hazard assessment in New Zealand, edited by J.G. Gregory.and W.A. Watters, *New Zealand Geol. Surv. Record 10*, pp. 60-64, 1986.

Cepeda, Hector, Ricardo Mendez, Armando Murcia, and Heyley Vergara, Mapa preliminar de riesgos volcánicos potenciales del Nevado del Huila, Colombia, *Ministerio de Minas y Energía (INGEOMINAS) Informe No. 1981*, 59 pp., map scale 1:25,000, 1986.

Chadwick, W.W., E.Y. Iwatsubo, D.A. Swanson, and J.W. Ewert, Measurements of slope distances and vertical angles at Mount Baker and Mount Rainier, Washington, Mount Hood and Crater Lake, Oregon and Mount Shasta and Lassen Peak, California, *U.S. Geol. Surv. Open-File Report 85-205*, 95 pp., 1985.

Chadwick, W.W., Jr., D.A. Swanson, E.Y. Iwatsubo, C.C. Heliker, and T.A. Leighley, Deformation monitoring at Mount St. Helens in 1981 and 1982, *Science, 221*, 1378-1380, 1983.

Chadwick, W.W., Jr., R.J. Archuleta, and D.A. Swanson, The mechanics of ground deformation precursory to dome-building extrusions at Mount St. Helens 1981-1982, *J. Geophys. Res., 93, no. B5*, 4351-4366, 1988.

Champion, D.E., Holocene geomagnetic secular variation in the western United States: Implications for the global geomagnetic field, *U.S. Geol. Surv. Open-File Report 80-824*, 277 pp., 1980.

Chouet, B., Excitation of a buried magmatic pipe: A seismic source model for volcanic tremor, *J. Geophys. Res., 90*, 1881-1893, 1985.

Chouet, B., R.Y. Koyanagi, and K. Aki, Origin of volcanic tremor in Hawaii: Part II, Theory and Discussion, *in* Volcanism in Hawaii, edited by R.W. Decker, T.L. Wright, and P.H. Stauffer, *U.S. Geol. Surv. Prof. Paper, 1350*, pp. 1259-1280, 1987.

Chouet, B., Resonance of fluid-driven crack: Radiation properties and implications for the source of long-period events and harmonic tremor, *J. Geophys. Res., 93, no. B5*, 4375-4400, 1988.

Christiansen, R.L., and D.W. Peterson, Chronology of the 1980 eruptive activity, *in* The 1980 eruptions of Mount St. Helens, Washington, edited by P.W. Lipman, and D.R. Mullineaux, *U.S. Geol. Surv. Prof. Paper 1250*, pp. 17-67, 1981.

Civetta, L., P. Gasparini, G. Luongo, and A. Rapolla, editors, *Physical Volcanology, Developments in Solid Earth Geophysics, 6*, 333 pp., Elsevier Scientific Publishing Company, Amsterdam, The Netherlands, 1974.

Collins, B.D., T. Dunne, and A.K. Lehre, Erosion of tephra-covered hillslopes north of Mount St. Helens, Washington, *Zeitschrift für Geomorphologie, Supplement Bd 46*, 103-121, 1983.

Colman, S.M., 1981, Rock-weathering rates as functions of time, *Quaternary Research, 15, no. 3*, 250-264, 1981.

Colman, S.M., and K.L. Pierce, Weathering rinds on andesitic and basaltic stones as a Quaternary age indicator, western United States, *U.S. Geol. Surv. Prof. Paper, 1210*, 56 pp., 1981.

Condomines, Michel, Age of the Olby-Laschamp geomagnetic polarity event, *Nature, 276*, 257-258, 1978.

Corrado, G. and G. Luongo, Ground deformation measurements in active volcanic areas using tide gauges, *Bull. Volcanol., 44-3*, 505-511, 1981.

Corrado, G., I. Guerra, A. Lo Bascio, G. Luongo, and R. Rampoli, Inflation and microearthquake activity of Phlegraean Fields, Italy, *Bull. Volcanol., 40-3*, 1-20, 1977.

Costa, J.E., and R.L. Schuster, The formation and failure of natural dams, *Geol. Soc. Amer. Bull., 100, no. 7*, 1054-1068, 1988.

Costa, J.E., Physical geomorphology of debris flows, in *Developments and Applications of Geomorphology*, edited by J.E. Costa and P.J. Fleisher, pp. 268-317, Springer-Verlag, New York, 1984.

Crandell, D.R., and D.R. Mullineaux, Pine Creek volcanic assemblage at Mount St. Helens, Washington, *U.S. Geol. Surv. Bull. 1383-A*, 23 pp., 1973.

Crandell, D.R., and D.R. Mullineaux, Potential geologic hazards in Lassen Volcanic National Park, California, *U.S. Geol. Surv. Administrative Report*, 54 pp., 1970.

Crandell, D.R., and D.R. Mullineaux, Potential hazards from future eruptions of Mount St. Helens Volcano, Washington, *U.S. Geol. Surv. Bull. 1383-C*, 26 pp., 1978.

Crandell, D.R., and D.R. Mullineaux, Technique and rationale of volcanic-hazards assessments in the Cascade Range, northwestern United States, *Environ. Geol., 1*, 23-32, 1975.

Crandell, D.R., and D.R. Mullineaux, Volcanic hazards at Mount Rainier, *U.S. Geol. Surv. Bull., 1238*, 26 pp., 1967.

Crandell, D.R., and R.P. Hoblitt, Lateral blasts at Mount St. Helens and hazard zonation, *Bull. Volcanol., 48*, 27-37, 1986.

Crandell, D.R., B. Booth, K. Kusumadinata, D. Shimozuru, G.P.L. Walker, and D. Westercamp, *Source-Book for Volcanic-Hazard Zonation*, 97 pp., UNESCO, Paris, 1984.

Crandell, D.R., D.R. Mullineaux, and C.D. Miller, Volcanic-hazards studies in the Cascade Range of the western United States, in *Volcanic Activity and Human Ecology*, edited by P.D. Sheets and D.K. Grayson, pp. 195-219, Academic Press, New York, 1979.

Crandell, D.R., D.R. Mullineaux, and M. Rubin, Mount St. Helens Volcano: Recent and future behavior, *Science, 187*, 438-441, 1975.

Crandell, D.R., Deposits of pre-1980 pyroclastic flows and lahars from Mount St. Helens, Washington, *U.S. Geol. Surv. Prof. Paper 1444*, 91 pp., 1988.

Crandell, D.R., Gigantic debris avalanche of Pleistocene age from ancestral Mount Shasta volcano, California, and debris-avalanche hazard zonation, *U.S. Geol. Surv. Bull. 1861*, 32 pp., 1989.

Crandell, D.R., Map showing potential hazards from future eruptions of Mount Rainier, Washington, *U.S. Geol. Surv. Miscell. Geol. Invest. Map I-836*, scale 1:250,000., 1973.

Crandell, D.R., Postglacial lahars from Mount Rainier volcano, Washington, *U.S. Geol. Surv. Prof. Paper 677*, 73 pp., 1971.

Crandell, D.R., Potential hazards from future volcanic eruptions on the Island of Maui, Hawaii, *U.S. Geol. Surv. Miscell. Invest. Series Map I-1442*, scale 1:62,500, 1983.

Crandell, D.R., Preliminary assessment of potential hazards from future volcanic eruptions in Washington, *U.S. Geol. Surv. Miscell. Field Studies Map MF-774*, 1976..

Crandell, D.R., Recent eruptive history of Mount Hood, Oregon, and potential hazards from future eruptions, *U.S. Geol. Surv. Bull. 1492*, 81 pp., 1980.

Cruz, J.V., Tasteless exploitation of the Taal disaster, *Manila Times*, October 1, 1965.

Davies, D.K., M.W. Quearry, and S.B. Bonis, Glowing avalanches from the 1974 eruption of volcano Fuego, Guatemala, *Geol. Soc. Amer. Bull., 89*, 369-384., 1978a.

Davies, D.K., R.K. Vessell, R.C. Miles, M.G. Foley, and S.B. Bonis, Fluvial transport and downstream sediment modifications in an active volcanic region, *in* Fluvial Sedimentology, edited by A.D. Miall, *Canadian Soc. of Petrol. Geol. Memoir 5*, 61-84, 1978b.

de Saint Ours, P.J., Potential hazards at Manam Island, *Geol. Surv. Papua New Guinea Report 82/22*, 16 pp., 1982.

de St. Ours, Patrice, Inflation of Rabaul caldera since its 1937 eruption as revealed by emergence of intertidal shell horizons [abstract], *Abstracts Volume, Hawaii Symposium on How Volcanoes Work, Hilo, Hawaii, January 1987*, 220, 1987.

Decker, R.W., and W.T. Kinoshita, Geodetic measurements, in *The Surveillance and Prediction of Volcanic Activity*, pp. 47-74, UNESCO, Paris, 1972.

Decker, R.W., Forecasting volcanic eruptions, *Ann. Rev. Earth Planet. Sci., 14*, 267-291, 1986.

Decker, R.W., R.Y. Koyanagi, J.J. Dvorak, J.P. Lockwood, A.T. Okamura, K.M. Yamashita, and W.R. Tanigawa, Seismicity and surface deformation of Mauna Loa Volcano, *Eos, Amer. Geophys. Union Trans., 64, no. 37*, 545-547, 1983.

Decker, R.W., State of the art in volcano forecasting, in *Geophysical Predictions*, pp. 47-57, Geophysics Study Committee, National Research Council, National Academy Press, Washington, D.C., 1978.

DeNevi, Don, *Earthquakes*, 230 pp., Celestial Arts, Millbrae, California, 1977.

Denlinger, R.P., F.P. Riley, J.K. Boling, and M.C. Carpenter, Deformation of Long Valley, Caldera between August 1982 and August 1983, *J. Geophys. Res., 90, no. B-13*, 11,199-11,209, 1985.

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

Dibble, R.R., I.A. Nairn, and V.E. Neall, Volcanic hazards of North Island, New Zealand--overview, *J. Geodynamics, 3*, 369-396, 1985.

Disaster Prevention Bureau, *Natural Disasters and International Cooperation: The Abstract of A White Paper on Disaster Countermeasures in 1988 Toward the IDNDR*, Disaster Prevention Bureau, National Land Agency, Prime Minister's Office, Tokyo, 32 pp., 1988b.

Disaster Prevention Bureau, *Volcanic Disaster Countermeasures in Japan*, Disaster Prevention Bureau, National Land Agency, Prime Minister's Office, Tokyo, 23 pp., 1988a.

Djumarma, A., S. Bronto, I. Bahar, F.X. Suparban, R. Sukhyar, C.G. Newhall, R.T. Holcomb, N.G. Banks, T. Torley, J.P. Lockwood, R.I. Tilling, M. Rubin, and M.A. del Marmol, Did Merapi Volcano (Central Java) erupt catastrophically in 1006 A.D.? [abstract], *Abstracts, International Volcanological Congress, Auckland-Hamilton-Rotorua, New Zealand, February 1986*, 236, 1986.

Dorn, R.I., Cation-ratio dating: A new rock varnish age-determination technique, *Quaternary Research, 20*, 49-73, 1983.

Dorn, R.I., D.B. Bamforth, T.A. Cahill, J.C. Dohrenwend, B.D. Turrin, D.J. Bonahue, A.J.T. Jull, A. Long, M.E. Macko, E.B. Weil, D.S. Whitley, and T.H. Zabel, Cation-ratio and accelerator radiocarbon dating of rock varnish on Mojave artifacts and landforms, *Science, 231*, 830-833, 1986.

Duffield, W.A., and R.O. Burford, An accurate invar-wire extensometer, *U.S. Geol. Surv. Jour. Res., 1, no. 5*, 569-577, 1973.

Duffield, W.A., C.R. Bacon, and G.R. Rocquemore, Origin of reverse-graded bedding in air-fall pumice, Coso Range, California, *J. Volcanol. Geotherm. Res., 5, no. 1*, 35-48, 1979.

Duffield, W.A., L. Stieltjes, and J. Varet, J., Huge landslide blocks in the growth of Piton de la Fournaise, La Reunion, and Kilauea volcano, Hawaii, *J. Volcanol. Geotherm. Res., 12*, 147-160, 1982.

Duffield, W.A., R.I. Tilling, and R. Canul, Geology of El Chichón Volcano, Chiapas, Mexico, *J. Volcanol. Geotherm. Res., 20*, 117-132, 1984.

Dvorak, J.J., and A.T. Okamura, A hydraulic model to explain variations in summit tilt rate at Kilauea and Mauna Loa

Volcanoes, *in* Volcanism in Hawaii, edited by R.W. Decker, T.L. Wright, and P.H. Stauffer, *U.S. Geol. Surv. Prof. Paper, 1350*, pp. 1281-1296, 1987.

Dzurisin, D., and K.M. Yamashita, Vertical surface displacements at Yellowstone caldera, Wyoming, 1976-1986, *J. Geophys. Res., 92*, 13,307-13,714, 1987.

Dzurisin, D., D. J. Johnson, and R. B. Symonds, Dry tilt networks at Mount Rainier, Washington, *U.S. Geol. Surv. Open-File Report 83-277*, 19 pp., 1983a.

Dzurisin, D., D.J. Johnson, T.L. Murray, and B. Myers, Tilt networks at Mount Shasta and Lassen Peak, California, *U.S. Geol. Surv. Open-File Report 82-670*, 42 pp., 1982.

Dzurisin, Daniel, J.A. Westphal, and D.J. Johnson, Eruption prediction aided by electronic tiltmeter data at Mount St. Helens, *Science, 221*, 1381-1383, 1983b.

Easterbrook. D.J., editor, Dating Quaternary Sediments, *Geol. Soc. Amer. Special Paper 227*, 165 pp., 1988.

Eaton, G.P., A portable water-tube tiltmeter, *Bull. Seismol. Soc. Amer., 49*, 301-316, 1959.

Eichelberger, J.C., and D.B. Hayes, D.B., Magmatic model for the Mount St. Helens blast of May 18, 1980, *J. Geophys. Res., 87*, 7727-7738, 1982.

Ekren, E.B., D.H. McIntyre, and E.H. Bennett, High-temperature, large-volume, lavalike ash-flow tuffs without calderas in southwestern Idaho, *U.S. Geol. Surv. Prof. Paper 1272*, 76 pp., 1984.

Endo, E.T., S.D. Malone, and L.L. Noson, and C.S. Weaver, Locations, magnitudes, and statistics of the March 20-May 18 earthquake sequence, *in* The 1980 eruptions of Mount St. Helens, Washington, edited by P.W. Lipman and D.R. Mullineaux, *U.S. Geol. Surv. Prof. Paper 1250*, pp. 93-107, 1981.

Ewert, John W., A trignometric method for monitoring ground-tilt changes on composite volcanoes, *U.S. Geol. Surv. Open-File Report 89-223*, 12 pp., 1989.

Fedotov, S.A., and Ye. K. Markhinin, editors, *The Great Tolbachik Fissure Eruption*, 341 pp., Cambridge University Press, Cambridge, 1983.

Fehler, M., Observations of volcanic tremor at Mount St. Helens volcano, *J. Geophys. Res., 88*, 3476-3484, 1983.

Fisher, R.V., and Grant Heiken, Mount Pelée, Martinique: May 8 and 20, 1902, pyroclastic flows and surges, *J. Volcanol. Geotherm. Res., 12*, 339-371, 1982.

Fisher, R.V., and H.-U. Schmincke, *Pyroclastic Rocks*, 472 pp., Springer-Verlag, New York, 1984.

Fisher, R.V., Features of coarse-grained, high-concentration fluids and their deposits, *J. Sediment. Petrology, 41, no. 4*, 916-927, 1971.

Fisher, R.V., Flow transformations in sediment gravity flows, *Geology, 11*, 273-274, 1983.

Fisher, R.V., H.X. Glicken, and R.P. Hoblitt, May 18, 1980, Mount St. Helens deposits in South Coldwater Creek, Washington, *J. Geophys. Res., 92, no. B10*, 10,267-10,283, 1987.

Fisher, R.V., Models for pyroclastic surges and pyroclastic surges, *J. Volcanol. Geotherm. Res., 6*, 305-318, 1979.

Fisher, R.V., Proposed classification of volcaniclastic sediments and rocks, *Geol. Soc. Amer. Bull., 72*, 1409-1414, 1961.

Fisher, R.V., Puu Hou littoral cones, *Geologische Rundschau, 57*, 837-864, 1968.

Fiske, R.S., and J.B. Shepherd, Deformation studies on Soufrière, St. Vincent, between 1977 and 1981, *Science, 216*, 1125-1126, 1982.

Fiske, R.S., and W.T. Kinoshita, Inflation of Kilauea Volcano prior to its 1967-68 eruption, *Science, 165*, 341-349, 1969.

Fiske, R.S., Volcanologists, journalists, and the concerned local public: A tale of two crises, in the eastern Caribbean, in *Explosive Volcanism: Inception, Evolution, and Hazards*, Geophysics Study Committee, National Research Council, National Academy Press, Washington, D.C., pp. 170-176, 1984.

Forjaz, V.H., Mapa de risco sismovulcanico Ilha de São Miguel: Ponta Delgada, *Servico Regional de Proteccao Civil and Direccao Regional dos Assuntos Culturais and Universidade dos Acores (Departamento de Geosciencias)*, scale 1:50,000, 2 sheets, 1985.

Fournier d'Albe, E.M., Objectives of volcanic monitoring and prediction, *J. Geol. Soc. London, 136*, 321-326, 1979.

Foxworthy, B.L., and Mary Hill, Volcanic eruptions of 1980 at Mount St. Helens: The first 100 days, *U.S. Geol. Surv. Prof. Paper, 1249*, 125 pp, 1982.

Francis, P.W., The origin of the 1883 Krakatau tsunamis, *J. Volcanol. Geotherm. Res., 25*, 349-363, 1985.

Francis, Peter, and Stephen Self, The eruption of Krakatau, *Scientific American, 281*, 172-187, 1983.

Friedman, Irving, and John Obradovich, Obsidian-hydration dating of volcanic events, *Quaternary Research, 16, no. 1*, 37-47, 1981.

Fritts, H.C., *Tree Rings and Climate*, 567 pp., Academic Press, London, 1976.

Gil C., F., Analysis preliminar de tremor y eventos de largo periodo registrados en el Volcán Nevado del Ruíz, *Revista CIAF, 11*, 13-50, Bogotá, Colombia, 1987.

Gil C., F., H. Meyer, B. Chouet, and D. Harlow, Observations of long-period events and tremor at Nevado del Ruíz volcano 1985-1986 [abs.], *Abstract Volume, Hawaii Symposium on How Volcanoes Work, Hilo, Hawaii*, 90, 1987.

Gillot, P.Y., J. Labeyrie, C. Laj, G. Valladas, G. Guerin, G. Poupeau, and G. Delibrias, Age of the Laschamp geomagnetic polarity excursion revisited, *Earth Planet. Sci. Letters, 42*, 444-450, 1979.

González Reyna, Jenaro, and W.F. Foshag, The birth of Parícutin, in *Smithsonian Institution Annual Report for 1946*, pp. 223-234, Washington, D.C., 1947.

Gorshkov, G.S., Directed volcanic blasts, *Bull. Volcanol., 26*, 83-88, 1963.

Gorshkov, G.S., Gigantic eruption of the Bezymianny volcano, *Bull. Volcanol., 20*, 77-109, 1959.

Goudie, Andrew, editor, *Geomorphological Techniques*, 395 pp., Allen and Unwin, London, 1981.

Grootes, P.M., Radioactive isotopes in The Holocene, in *Late-Quaternary Environments of the United States, Volume 2, The Holocene*, edited by H.E. Wright, pp. 86-105,, University of Minnesota Press, Minneapolis, 1983.

Guest, J.E., and J.B. Murray, An analysis of hazard from Mount Etna volcano, *J. Geol. Soc. London, 136*, 347-354, 1979.

Gutenberg, B., Tilting due to glacial melting, *J. Geol., 41*, 449-467, 1933.

Hagiwara, T., Observations of changes in the inclination of the earth's surface at Mt. Tsukuba, *Bull. Earthquake Res. Inst., 25*, 27-32, 1947.

Hall M.L., and C.G. von Hillebrandt M., Mapa de los peligros volcánicos potenciales asociados con el Volcán Cotopaxi, zona sur, *Instituto Geofísico de la Escuela Politécnica Nacional, Quito, Ecuador*, scale 1:50,000, 1988a.

Hall, M.L., and C.G. von Hillebrandt M., Mapa de los peligros volcánicos potenciales asociados con el Volcán Cotopaxi, zona norte, *Instituto Geofísico de la Escuela Politécnica Nacional, Quito, Ecuador*, scale 1:50,000, 1988b.

Hall, Minard, and Ramon Vera, La actividad volcánica del Volcán Tungurahua: Sus peligros y sus riesgos volcánicos, *Escuela Politécnica Nacional, Monografía de Geología 4, 10, no. 1*, 91-144, 1985.

Hamidi, S., I. Suryo, P. Djuhara, P. Kasturian, and D. Sumpena, Volcanic hazard map Kelut volcano, East Java (Indonesia), *Volcanological Survey of Indonesia*, scale 1:100,000, 1985.

Hamilton, W.L., Water level records used to evaluate deformation within the Yellowstone caldera, Yellowstone National Park, *J. Volcanol. Geotherm. Res., 31, no. 3/4*, 205-215, 1987.

Hay, R.L., Formation of the crystal-rich glowing avalanche deposits of St. Vincent, British West Indies, *J. Geology, 67*, 540-562, 1959.

Hays, W.W., and C.F. Shearer, Suggestions for improving decisionmaking to face geologic and hydrologic hazards, *in* Facing geologic and hydrologic hazards: Earth-science considerations, edited by W.W. Hays, *U.S. Geol. Surv. Prof. Paper 1240-B*, B103-B108, 1981.

Heliker, Christina, and T.L. Wright, The Pu'u O'o-Kupaianaha eruption of Kilauea: *Eos, Trans. Amer. Geophys. Union, 72, no. 47*, 521, 526, and 530, 1991.

Heliker, Christina, J.D. Griggs, T.J. Takahashi, and T.L. Wright, Volcano monitoring at the U.S. Geological Survey's Hawaiian Volcano Observatory, *Earthquakes and Volcanoes (formerly Earthquake Information Bulletin), 18, no. 1*, 3-69, 1986.

Hemond, Christophe, and Michel Condomines, On the reliability of the ^{230}Th-^{238}U dating method applied to young volcanic rocks--discussion, *J. Volcanol. Geotherm. Res., 26*, 365-376, 1985.

Herd, D.G., and the Comité de Estudios Vulcanológicos, The 1985 Ruíz Volcano disaster, *Eos, Trans. Amer. Geophys. Union, 67, no. 19*, 457-460, 1986.

Herrmann, R.B., The use of duration as a measure of seismic moment and magnitude, *Bull. Seismol. Soc. Amer., 64, no. 4*, 899-913, 1975.

Hill, D.P, Monitoring unrest in a large silicic caldera, the Long Valley-Inyo Craters Volcanic Complex in East-Central California, *Bull. Volcanol., 47, no. 2*, 371-396, 1984.

Hoblitt, R.P., and C.D. Miller, Comment on Walker and McBroome, 1983, *Geology, 12*, 692-693, 1984.

Hoblitt, R.P., and K..S. Kellogg, Emplacement temperatures of unsorted and unstratified deposits of volcanic rock debris as determined by paleomagnetic techniques, *Geol. Soc Amer. Bull., 90, no. 7*, 633-642, 1979.

Hoblitt, R.P., C.D. Miller, and W.E. Scott, Volcanic hazards with regard to siting nuclear-power plants in the Pacific Northwest, *U.S. Geol. Surv. Open-File Report 87-297*, 196 pp., 1987.

Hoblitt, R.P., C.D. Miller,.and J. Vallance, J., Origin and stratigraphy of the deposit produced by the May 18 directed blast, *in* The 1980 eruptions of Mount St. Helens, Washington, edited by P.W. Lipman and D.R. Mullineaux, *U.S. Geol. Surv. Prof. Paper 1250*, pp. 401-419, 1981.

Hoblitt, R.P., Observations of the eruptions of July 22 and August 7, 1980, at Mount St. Helens, Washington, *U.S. Geol. Surv. Prof. Paper, 1335*, 44 pp., 1986.

Hoblitt, R.P., R.L. Reynolds, and E.E. Larson, Suitability of nonwelded pyroclastic-flow deposits for studies of magnetic secular variation: A test based on deposits emplaced a Mount St. Helens, Washington, in 1980, *Geology, 13, no, 4*, 242-245, 1985.

Holcomb, R.T., Eruptive history and long-term behavior of Kilauea volcano, *in* Volcanism in Hawaii, edited by R.W. Decker, T.L. Wright, and P.H. Stauffer, *U.S. Geol. Surv. Prof. Paper 1350*, pp. 261-350, 1987.

Houghton, B.F., J.H. Latter, and W.R. Hackett, W.R., Volcanic hazard assessment for Ruapehu composite volcano, Taupo volcanic zone, New Zealand, *Bull. Volcanol., 49*, 737-751, 1987.

HVOWB, Weekly Bulletin of Hawaiian Volcano Observatory, October 5, 1913, in *The Early Serial Publications of the Hawaiian Volcano Observatory, vol. 2*, edited by Darcy Bevens, T.K. Takahashi, and T.L. Wright, pp. 47-50, Hawaii Natural History Association, Hawaii National Park, Hawaii, 1988.

Hwang, F.S.W., Thermoluminescence dating applied to volcanic lavas, *Modern Geology, 2*, 231-234, 1971.

Hyde, J.H., and D.R. Crandell, Postglacial deposits at Mount Baker, Washington, and potential hazards from future eruptions, *U.S. Geol. Surv. Prof Paper, 1022-C*, 17 pp., 1978.

Imai, Noboru, Koichi Shimokawa, and Michio Hirota, ESR dating of volcanic ash, *Nature, 314*, 81-83, 1985.

Imamura, A., Topographical changes accompanying earthquakes or volcanic eruptions, *Publications of Earthquake Invest. Comm. in Foreign Languages (Tokyo), no. 25*, 143 pp., 1930.

Inman, D.L., Measures for describing the size distribution of sediments, *J. Sediment. Petrology, 22*, 125-145, 1952.

Ishihara, Kazuhiro, Prediction of summit eruption by tilt and strain data at Sakurajima Volcano, Japan [abstract], *Abstracts Volume, Kagoshima International Conference on Volcanoes, July 1988*, 44, 1988.

Ivanovich, M., and R.S. Harmon, editors, *Uranium Series Disequilibrium: Application to Environmental Problems*, 571 pp., Clarendon Press, Oxford, 1982.

Iverson, R.M., and R.P. Denlinger, The physics of debris flows--a conceptual assessment, *in* Erosion and Sedimentation in the Pacific Rim, edited by R.L. Beschta, T. Blinn, G.E. Grant, G.G. Ice, and F.J. Swanson, pp. 155-165, *Inter. Assoc. of Hydrological Sciences Publication No. 165*, 1987.

Jachens, R.C., D. Dzurisin, W.P. Elder, and R.W. Saltus, Precision gravity networks at Lassen Peak and Mount Shasta, California, *U.S. Geol. Surv. Open-File Report 83-192*, 20 pp., 1983.

Jaggar, T.A., and R.H. Finch, Tilt records for thirteen years at the Hawaiian Volcano Observatory, *Bull. Seismol. Soc. Amer., 19, no. 1*, 38-51, 1929.

Janda, R.J., K.M. Scott, K.M. Nolan, and H.A. Martinson, Lahar movement, effects, and deposits, *in* The 1980 eruptions of Mount St. Helens, Washington, edited by P.W. Lipman and D.R. Mullineaux, *U.S. Geol. Surv. Prof. Paper, 1250*, pp. 461-478, 1981.

Japan Sabo Association, *Sabo Works for Active Volcanoes in Japan*, Tokyo, Japan Sabo Association, 88 pp., 1988.

Johnson, R.W., and N.A. Threlfall, *Volcano town: The 1937-43 eruptions at Rabaul*, 151 pp., Robert Brown & Associates, Bathurst, Australia, 1985

Judd, J.W., On the volcanic phenomena of the eruption, and the nature and distribution of the ejected materials, in *The Eruption of Krakatoa, and Subsequent Phenomena*, edited by G.J. Symons, Report of the Krakatoa Committee of the Royal Society of London, pp. 1-56, Trübner and Co., London, 1888.

Katili, J.A., Adjat Sudradjat, and K. Kusumadinata, editors, *Letusan Galunggung 1982-1983*, Volcanological Survey of Indonesia, Bandung, 693 pp., 1986. [A collection of 28 papers on various aspects of the 1982-1983 Galunggung eruption; 7 of the papers are in English, the rest are in Indonesian].

Katili, J.A., and Adjat Sudradjat, *Galunggung: The 1982-1983 eruption*, Volcanological Survey of Indonesia, Bandung, 102 pp., 1984.

Katsui, Yoshio, and H.R. Katz, Lateral fissure eruptions in the southern Andes of Chile, *J. Faculty of Science, Hokkaido University, series IV, 13, no. 4*, 433-448, 1967.

Keller, E.A., 1986, Investigation of active tectonics: Use of surficial earth processes, in *Active Tectonics*, Washington, D.C., National Academy Press, pp. 136-147, 1986.

Kent, D.V., D. Ninkovich, T. Pescatore, and R.S.J. Sparks, Paleomagnetic determination of emplacement temperature of Vesuvius A.D. 79 pyroclastic deposits, *Nature, 290*, 393-396, 1981.

Kieffer, S.W., Fluid dynamics of the May 18 blast at mount St. Helens, *in* The 1980 eruptions of Mount St. Helens, Washington, edited by P.W. Lipman and D.R. Mullineaux, *U.S. Geol. Surv. Prof. Paper, 1250*, pp. 379-400, 1981.

Kieffer, S.W., Seismicity at Old Faithful geyser: An isolated source of geothermal noise and possible analog of volcanic seismicity, *J. Volcanol. Geotherm. Res., 22*, 59-95, 1984.

Kienle, Jurgen, and S.E. Swanson, Volcanic hazards from future eruptions of Augustine volcano, Alaska, *University of Alaska Geophysical Institute Report UAG R-275*, 126 pp., 1980

Kienle, Jurgen, Zygmunt Kowalik, and T.S. Murty, Tsunamis generated by eruptions from Mount St. Augustine volcano, Alaska, *Science, 236*, 1442-1447, 1987.

Kinoshita, W.T., D.A. Swanson, and D.B. Jackson, The measurement of crustal deformation related to volcanic activity at Kilauea Volcano, Hawaii, in *Physical Volcanology*, edited by L. Civetta, P. Gasparini, G. Luongo, and A. Rapolla, pp. 87-115, Elsevier Scientific Publishing Company, Amsterdam, The Netherlands, 1974.

Klein, F.W., Hypocenter location program HYPOINVERSE, *U.S. Geol. Surv. Open-File Report 78-694*, 113 pp., 1978.

Klein, F.W., R.Y. Koyanagi, J.S. Nakata, and W.R. Tanigawa, The seismicity of Kilauea's magma system, *in* Volcanism in Hawaii, edited by R.W. Decker, T.L. Wright, and P.H. Stauffer, *U.S. Geol. Surv. Prof. Paper, 1350*, pp. 1019-1185, 1987.

Kling, G.W., M.A. Clark, H.R. Compton, J.D. Devine, W.C. Evans, A.M. Humphrey, E.J. Koenigsberg, J.P. Lockwood, M.L. Tuttle, and G.N. Wagner, The 1986 Lake Nyos gas disaster in Cameroon, west Africa, *Science, 236*, 169-175, 1987,

Kochel, R.C., and V.R. Baker, Paleoflood analysis using slackwater deposits, in *Flood Geomorphology*, edited by V.R. Baker, R.C. Kochel, and P.C. Patton, pp. 357-376, John Wiley & Sons, New York, 1988.

Koyanagi, R.Y., B. Chouet, and K. Aki, Origin of volcanic tremor in Hawaii: Part I, Data from the Hawaiian Volcano Observatory 1969-1985, in Volcanism in Hawaii, edited by R.W. Decker, T.L. Wright, and P.H. Stauffer, *U.S. Geol. Surv. Prof. Paper, 1350*, pp. 1221-1257, 1987.

Koyanagi, R.Y., Earthquakes from common sources beneath Kilauea and Mauna Loa Volcanoes in Hawaii from 1962 to 1965, *U.S. Geol. Surv. Prof. Paper, 600C*, C120-C125, 1968.

Koyanagi, R.Y., K. Meagher, F.W. Klein, and A.T. Okamura, *Hawaiian Volcano Observatory Summary 75, January to December 1975, U.S. Geol. Survey, Menlo Park, California*, 1978.

Koyanagi, R.Y., P. Stevenson, E.T. Endo, and A.T. Okamura, *Hawaiian Volcano Observatory Summary 74, January to December 1974, U.S. Geol. Survey, Menlo Park, California*, 1977.

Kubotera, A., and K. Yoshikawa, Prediction of volcanic eruption at Aso and Sakurazima and some related geophysical problems, *Bull. Volcanol., 26*, 297-317, 1963.

Kuntz, M.A., D.E. Champion, E.C. Spiker, and R.H. Lefebvre, Contrasting magma types and steady-state,

volume-predictable basaltic volcanism along the Great Rift, Idaho, *Geol. Soc. Amer. Bull., 97, no. 5*, 579-594, 1986.

Kusumadinata, K., Indonesia, in *Source-Book for Volcanic-Hazards Zonation: Natural Hazards 4*, edited by D.R. Crandell, B. Booth, K. Kusumadinata, D. Shimozuru, G.P.L. Walker, and D. Westercamp, pp. 55-60, UNESCO, 1984.

Lacroix, A., 1904, *La Montagne Pelée et ses eruptions*, 662 pp., Masson et Cie., Paris, 1904.

Langbein, J.O., M.F. Linker, A. McGarr, and L.E. Slater, Observations of strain accumulation across the San Andreas Fault near Palmdale, California, using a two-color geodimeter, *Science, 218*, 1217, 1982.

Latter, J.H., Tsunamis of volcanic origin, *Bull. Volcanol., 44*, 467-490, 1981.

Le Guern, F., H. Tazieff, and R. Faivre Pierret, An example of health hazard, people killed by gas during a phreatic eruption: Dieng Plateau (Java, Indonesia), February 20, 1979, *Bull. Volcanol., 45, no. 2*, 153-156, 1982.

Lee, W.H.K., and S.W. Stewart, Principles and applications of microearthquake networks, *Advances in Geophysics, Supplement, no. 2*, 293 pp., Academic Press, New York, 1981.

Lee, W.H.K., R.E. Bennett, and K.L. Meagher, A method of estimating magnitude of local earthquakes from signal duration, *U.S. Geol. Surv. Open-File Report*, 28 pp., 1972.

Leet, R.C., Saturated and subcooled hydrothermal boiling in groundwater flow channels as a source of harmonic tremor, *J. Geophys. Res., 93, no. B5*, 4835-4849, 1988.

Lehre, A.K., B.D. Collins, and, T. Dunne, Post-eruption sediment budget for the North Fork Toutle River drainage, June 1980-June 1981, *Zeitschrift für Geomorphologie, Supplement Bd. 46*, 143-163, 1983.

Linker, M.F., J.O. Langbein, and A. McGarr, Decrease in deformation rate observed by two-color laser ranging in Long Valley Caldera, *Science, 232*, 213-216, 1986.

Lipman, P.W., and D.R. Mullineaux, editors, The 1980 eruptions of Mount St. Helens, Washington, *U.S. Geol. Surv. Prof. Paper, 1250*, 844 pp., 1981.

Lipman, P.W., and N.G. Banks, Aa flow dynamics, Mauna Loa 1984, *in* Volcanism in Hawaii, edited by R.W. Decker, T.L. Wright, and P.H. Stauffer, *U.S. Geol. Surv. Prof. Paper, 1350*, pp. 1527-1568, 1987.

Lipman, P.W., J.G. Moore, and D.A. Swanson, Bulging of the north flank before the May 18 eruption--geodetic data, *in* The 1980 eruptions of Mount St. Helens, Washington, edited by R.W. Decker, T.L. Wright, and P.H. Stauffer, *U.S. Geol. Surv. Prof. Paper, 1250*, pp. 143-155, 1981.

Locke, W.W., J.T. Andrews, and, P.J. Webber, A Manual for Lichenometry, *British Geomorphological Research Group, Technical Bulletin 26*, 1979.

Lockwood, J.P., and P.W. Lipman, Holocene eruptive history of Mauna Loa volcano, *in* Volcanism in Hawaii, edited by R.W. Decker, T.L. Wright, and P.H. Stauffer, *U.S. Geol. Surv. Prof. Paper, 1350*, pp. 509-536, 1987.

Lockwood, J.P., and P.W. Lipman, Recovery of datable charcoal beneath young lavas--lessons from Hawaii, *Bull. Volcanol., 43, no. 3*, 609-615, 1980.

Lockwood, J.P., and Romolo Romano, Diversion of lava during the 1983 eruption of Mount Etna, *Earthquake Information Bulletin, 17, no. 4*, 124-133, 1985.

Lockwood, J.P., H.J. Moore, E. Robinson, and Sherman Wu, Lava diversion structures to protect the Mauna Loa Observatory, Hawaii [abstract], *Geol. Soc. Amer. Abstracts with Programs, 19, no. 6.*, 399, 1987.

Lockwood, J.P., J.E. Costa, M.L. Tuttle, J. Nni, and S.G. Tebor, The potential for catastrophic dam failure at Lake Nyos maar, Cameroon, *Bull. Volcanol., 50, no. 5*, 340-349, 1988.

Lockwood, J.P., N.G. Banks, T.T. English, L.P. Greenland, D.B. Jackson, D.J. Johnson, R.Y. Koyanagi, K.A. McGee, A.T. Okamura, and J.M. Rhodes, The 1984 eruption of Mauna Loa Volcano, Hawaii, *Eos, Trans. Amer. Geophys. Union, 66, no. 16*, 169-171, 1985.

Lombard, R.E., M.B. Miles, L.M. Nelson, D.L. Kresh, and P.J. Carpenter, The impact of mudflows of May 18 on the lower Toutle and Cowlitz Rivers, *in* The 1980 eruptions of Mount St. Helens, Washington, edited by P.W. Lipman and D.R. Mullineaux, *U.S. Geol. Surv. Prof. Paper, 1250*, pp. 693-699, 1981.

Lowe, D.R., S.N. Williams, Henry Leigh, C.B. Connor, J.B. Gemmell, and, R.E. Stoiber, Lahars initiated by the 13 November 1985 eruption of Nevado del Ruíz, Colombia, *Nature, 324*, 51-53, 1986.

Lowenstein, P.L. The Rabaul seismo-deformational crisis of 1983-85: Monitoring, emergency planning and interaction with the authorities, the media and the public [abstract], *Abstracts Volume, Kagoshima International Conference on Volcanoes, July 1988*, 504, 1988.

Lowenstein, P.L., and B. Talai, Volcanoes and volcanic hazards in Papua New Guinea, *Geol. Surv. Japan, Rept. 263*, 315-331, 1984.

Lowenstein, P.L., and J. Mori, The Rabaul seismo-deformational crisis of 1983-85: Monitoring, emergency planning and interaction with the authorities, the media, and the public [abstract], *Abstracts V. 2, XIX General Assembly, IUGG, Vancouver, Canada, August 9-22*, 429, 1987.

Lowenstein, P.L., Problems of volcanic hazards in Papua New Guinea, *Geol. Surv. Papua New Guinea, Report 82/7*, 62 pp., 1982.

Luhr, J.F., and J.C. Varekamp, editors, El Chichón Volcano, Chiapas, Mexico, *Special Issue, J. Volcanol. Geotherm. Res., 23, no. 1/2*, 1-191, 1984.

Macdonald, G.A., and Alcaraz, Arturo, Nuées ardentes of the 1948-1953 eruption of Hibok-Hibok, *Bull. Volcanol., 18*, 169-178, 1956.

Macdonald, G.A., The 1959 and 1960 eruptions of Kilauea volcano, Hawaii, and the construction of walls to restrict the spread of lava flows, *Bull. Volcanol., 24*, 249-294, 1962.

Macdonald, G.A., *Volcanoes*, 510 pp., Prentice-Hall, Inc., Englewood Cliffs, New Jersey, 1972.

Machado, Frederico, W.H. Parsons, A.F. Richards, and J.W. Mulford, Capelinhos eruption of Fayal volcano, Azores, 1957-1958, *J. Geophys. Res., 67*, 3519-3529, 1962.

Mahaney, W.C., editor, *Quaternary Dating Methods*, 428 pp., Elsevier, New York, 1984.

Mahood, Gail, and Wes Hildreth, Nested calderas and trapdoor uplift of Pantelleria, Strait of Sicily, *Geology, 11*, 722-726, 1983.

Major, J.J., and C.G. Newhall, Effects of historical volcanic eruptions on snow and ice—a global review [abstract], *Eos, Trans. Amer. Geophys. Union, 68, no. 44*, 1550, 1987.

Major, J.J., and C.G. Newhall, Snow and ice perturbation during historical volcanic eruptions and the formation of lahars and floods--a global review, *Bull. Volcanol., 52, no. 1*, 1-27, 1989.

Major, J.J., and K.M. Scott, Volcaniclastic sedimentation in the Lewis River valley, Mount St. Helens, Washington--processes, extent, and hazards, *U.S. Geol. Surv. Bull. 1383-D*, 38 pp., 1988.

Malin, M.C., and M.F. Sheridan, Computer-assisted mapping of pyroclastic surges, *Science, 217*, 637-640, 1982.

Malone, S.D., Volcanic earthquakes: Examples from Mount St. Helens, in *Earthquakes, Theory, and Interpretation*, edited by H. Kanamori and E. Boschi, Soc. Itla. di Fisica, pp. 436-455, Bologna, Italy, 1983.

Markhinin, E.K., A.N. Sirin, K.M. Timerbaeva, and P.I. Tokarev, An attempt of volcano-geographical ranging of Kamchatka and Kurile Islands, *Volcanological Station Bulletin No. 32*, p. 52-70, 1962. (In Russian)

Matahelumual, J., G. Banda-Api, *Berita Berkala Vulkanologi, Edisi Khusus, no. 115*, 48 pp., map scale 1:26,000, Direktorat Vulkanologi (Volcanological Survey of Indonesia), 1988.

Matahelumual, J., G. Lokon-Empung, *Berita Berkala Vulkanologi, Edisi Khusus, no. 114*, 52 pp., map scale 1:50,000, Direktorat Vulkanologi (Volcanological Survey of Indonesia), 1986.

May, R.J., Thermoluminescence dating of Hawaiian basalt, *U.S. Geol. Surv. Prof. Paper, 1095*, 47 pp., 1979.

McKee, C. O., D.A. Wallace, R.A. Almond, and B. Talai, Fatal hydro-eruption of Karkar volcano in 1979: development of a maar-like crater, *in* Cooke-Ravian Volume of Volcanological Papers, edited by R.W. Johnson, *Geol Surv. Papua New Guinea, Mem., 10*, pp. 63-84, 1981.

McKee, C.O., and P.L. Lowenstein, Results of volcano monitoring programs at Rabaul, Papua New Guinea and potential hazards from future eruptions [abstract], *Abstracts 1981 IAVCEI Symposium--Arc Volcanism, Tokyo and Hakone, Japan, 28 August-9 September, 1981*, 226, 1981.

McKee, C.O., P.L. Lowenstein, P. de St. Ours, B. Talai, I. Itikarai, and J.J. Mori, Seismic and ground deformation crises at Rabaul Caldera: Prelude to an eruption?, *Bull. Volcanol. 47-2*, 397-411, 1984.

McKee, C.O., R.W. Johnson, P.L. Lowenstein, S.J. Riley, R.J. Blong, P. de St. Ours, and B. Talai, Rabaul Caldera, Papua New Guinea: Volcanic hazards, surveillance, and eruption contingency plans, *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 23, 195-237, 1985.

McKee, C.O., Recent eruptive history of the Rabaul Volcanoes, present volcanic conditions, and potential hazards from future eruptions, *Geol. Surv. Papua New Guinea Rep., 81/5* (unpublished), 16 pp, 1981.

McKee, C.O., Volcanic hazards at Uluwan volcano, *Geol. Surv. Papua New Guinea Report 83/13*, map scale 1:100,000. 1983.

McNutt, S. R. and Harlow, D. H., Seismicity at Fuego, Pacaya, Izalco and San Crístobal volcanoes, Central America, 1973-1974, *Bull. Volcanol., 46*, 283-297, 1983.

McTaggart, K.C., The mobility of nuées ardentes, *Amer. J. Sci., 258*, 369-382, 1960.

Meade, B.K., Corrections for refraction index as applied to electro-optical distance measurements, *U.S. Dept. Commerce Environmental Sci. Services Admin., Coast and Geodetic Survey*, 1969.

Mehringer, P.J., Jr., Eric Blinman, and K.L. Petersen, Pollen influx and volcanic ash, *Science, 198*, 257-261, 1977.

Mehringer, P.J., Jr., Late-Quaternary pollen records from the interior Pacific Northwest and northern Great Basin of the United States, in *Pollen Records of Late-Quaternary North American Sediments*, edited by V.J. Bryant, Jr. and R.G. Holloway, pp. 167-189, Amer. Assoc. Stratigraphic Palynologists Foundation, 1985.

Melson, W.G., Monitoring the 1980-1982 eruptions of Mount St. Helens: Compositions and abundances of glass, *Science, 221*, 1387-1391, 1983.

Miller, C.D., D.R. Mullineaux, and D.R. Crandell, Hazards assessments at Mount St. Helens, *in* The 1980 eruptions of Mount St. Helens, Washington, edited by P.W. Lipman and D.R. Mullineaux, *U.S. Geol. Surv. Prof. Paper, 1250*, pp. 789-802, 1981.

Miller, C.D., D.R. Mullineaux, and M.L. Hall, M.L., Reconnaissance map of potential volcanic hazards from Cotopaxi volcano, Ecuador, *U.S. Geol. Surv. Miscell. Invest. Map I-1072*, 1978.

Miller, C.D., D.R. Mullineaux, D.R. Crandell, and R.A. Bailey, R.A., Potential hazards from future volcanic eruptions in the Long Valley-Mono Lake area, east-central California and southwest Nevada--a preliminary assessment, *U.S. Geol. Surv. Circular 877*, 10 pp., 1982.

Miller, C.D., Potential hazards from future eruptions in the vicinity of Mount Shasta volcano, northern California, *U.S. Geol. Surv. Bull. 1503*, 43 pp., 1980.

Miller, C.D., Potential volcanic hazards from future volcanic eruptions in California, *U.S. Geol. Surv. Bull., 1847*, 17 pp., 1989.

Miller, T.P., and R.L. Smith, Spectacular mobility of ash flows around Aniakchak and Fisher calderas, Alaska, *Geology, 5*, 173-176, 1977.

Minakami, T., Fundamental research for predicting volcanic eruptions, Part I, *Bull. Earthquake Res. Inst., 38*, 497-544, 1960.

Minakami, T., Seismology of volcanoes in Japan, in *Physical Volcanology*, edited by L. Civetta, P. Gasparini, G.

Luongo, and A. Rapolla, Elsevier Scientific Publishing Company, pp. 1-27, Amsterdam, The Netherlands, 1974.

Minakami, T., T. Ishikawa, and K. Yagi, The 1944 eruption of Volcano Usu in Hokkaido, Japan, *Bull. Volcanol., 11*, 45-157, 1951.

Minakami, Takeshi, On the distribution of volcanic ejecta, Part I. The distributions of volcanic bombs ejected by the recent explosions of Asama, *Bull. Earthquake Res. Inst., Tokyo Imperial University, 20*, 65-92, 1942.

Mizuyama, T., A. Yazawa, and K. Ido, Computer simulation of debris flow depositional processes, in Erosion and Sedimentation in the Pacific Rim, edited by R.L. Beschta, T. Blinn, G.E. Grant, G.G. Ice, and F.J. Swanson, *Inter. Assoc. Hydrological Sciences Publication No. 165*, pp. 179-190, 1987.

Moore, J.G., and C.J. Rice, Chronology and character of the May 18, 1980, explosive eruptions of Mount St. Helens, in *Explosive Volcanism: Inception, Evolution, and Hazards*, Washington, National Academy Press, pp. 133-142, 1984.

Moore, J.G., and D. J. Fornari, Drowned reefs as indicators of the rate of subsidence of the Island of Hawaii, *J.. Geol., 92*, 752-759, 1984.

Moore, J.G., and G.W. Moore, Deposit from a giant wave on the island of Lanai, Hawaii, *Science, 226*, 1312-1315, 1984.

Moore, J.G., and Melson, W.G., Nuées ardentes of the 1968 eruption of Mayon volcano, Philippines, *Bull. Volcanol., 33*, 600-620, 1969.

Moore, J.G., and T.W. Sisson, Deposits and effects of the May 18 pyroclastic surge, *in* The 1980 eruptions of Mount St. Helens, Washington, edited by P.W. Lipman and D.R. Mullineaux, D.R., *U.S. Geol. Surv. Prof. Paper, 1250*, pp. 421-438, 1981.

Moore, J.G., Base surge in recent volcanic eruptions, *Bull. Volcanol., 30*, 337-363, 1967.

Moore, J.G., K. Nakamura, and A. Alcaraz, The 1965 eruption of Taal volcano, *Science, 151*, 955-960, 1966.

Moore, J.G., Relationship between subsidence and volcanic load, Hawaii, *Bull. Volcanol., 34*, 562-576, 1970.

Moore, J.G., Subsidence of the Hawaiian Ridge, *in* Volcanism in Hawaii, edited by R. W. Decker, T.L. Wright, and P.H. Stauffer, *U.S. Geol. Surv. Prof. Paper, 1350*, pp. 85-100, 1987.

Moore, R.B., D.A. Clague, Meyer Rubin,and W.A. Bohrson, Hualalai volcano: A preliminary summary of geologic, petrologic, and geophysical data, *in* Volcanism in Hawaii, edited by R.W. Decker, T.L. Wright, and P.H. Stauffer, *U.S. Geol. Surv. Prof. Paper, 1350*, pp. 571-585, 1987.

Mori, Jim, and Chris McKee, Outward-dipping ring-fault structures at Rabaul Caldera as shown by earthquake locations, *Science, 235*, 193-195, 1987.

Mortensen, C.E., and D.G. Hopkins, Tiltmeter measurements in Long Valley caldera, California, *J. Geophys. Res., 92*, 13,767-13,776, 1987.

Moyer, T.C., and D.A. Swanson, D.A., Secondary hydroeruptions in pyroclastic-flow deposits: An example from Mount St. Helens, *J. Volcanol. Geotherm. Res., 32*, 299-319, 1987.

Mullineaux, D.R., and D.R. Crandell, D.R., Recent lahars from Mount St. Helens, Washington, *Geol. Soc. Amer. Bull., 73*, 855-870, 1962.

Mullineaux, D.R., D.W. Peterson, and D.R. Crandell, Volcanic hazards in the Hawaiian Islands, *in* Volcanism in Hawaii, edited by R.W. Decker, T.L. Wright, and P.H. Stauffer, *U.S. Geol. Surv. Prof. Paper, 1350*, pp. 599-621, 1987.

Mullineaux, D.R., Preliminary overview map of volcanic hazards in the 48 conterminous United States, *U.S. Geol. Surv. Miscell. Field Studies Map MF-786*, scale 1:7,500,000, 1976.

Mullineaux, D.R., Summary of pre-1980 tephra-fall deposits erupted from Mount St. Helens, Washington, U.S.A., *Bull. Volcanol., 48*, 17-26, 1986.

Nairn, I.A., and Stephen Self, Explosive eruptions and pyroclastic avalanches from Ngauruhoe in February 1975, *J. Volcanol. Geotherm. Res., 3*, 39-60, 1978.

Nairn, I.A., Rotomahana-Waimangu eruption, 1886: Base surge and basaltic magma, *New Zealand J. Geol. Geophys., 22*, 363-378, 1979.

Nakamura, Kazuaki, Volcano-stratigraphic study of Oshima volcano, *Earthquake Research Institute Bulletin, Tokyo University, 42*, 649-728, 1964.

Naranjo, J.A., and Peter Francis, High velocity debris avalanche at Lastarria volcano in the northern Chilean Andes, *Bull. Volcanol., 49*, 509-514, 1987.

Naranjo, J.L., H. Sigurdsson, S.N. Carey, and W.G. Fritz, Eruption of Nevado del Ruíz volcano, Colombia, 13 November 1985: Tephra fall and lahars, *Science, 233*, 961-963, 1986.

Nash, D.B., Morphologic dating and modeling degradation of fault scarps, in *Active Tectonics*, Washington, D.C., National Academy Press, pp. 181-194, 1986.

Neall, V.E., Lahars as major Geological hazards, *Inter. Assoc. Engineering Geology Bulletin, no. 14*, 233-240, 1976.

Neall, V.E., Volcanic hazard map of Mount Egmont, *New Zealand Department of Science and Industrial Research*, scale 1:100,000, 1982.

Newhall, C.G., A method for estimating intermediate- and long-term risks from volcanic activity, with an example from Mount St. Helens, Washington, *U.S. Geol. Surv. Open-File Report 82-396*, 59 pp., 1982.

Newhall, C.G., and D. Dzurisin, Historical unrest at large Quaternary calderas of the world, *U.S. Geol. Surv. Bull., 1855*, 1108 pp., 1988.

Newhall, C.G., Short-term forecasting of volcanic hazards, *in* Proceedings, Geologic and Hydrologic Hazards Training Program, compiled by M.E. Williams and C. Kitzmiller, *U.S. Geol. Survey Open-File Report 84-760*, pp. 507-592, 1984.

O'Keefe, P., and K.N. Westgate, Some definitions of disaster, *Disaster Research Unit, University of Bradford, Occasional Paper 4*, Bradford, England, 1976.

Okada, Hm., H. Watanabe, I. Yamashita, and I. Yokoyama, Seismological significance of the 1977-1978 eruptions and

the magma intrusion process of Usu volcano, Hokkaido, *J. Volcanol. Geotherm. Res., 9*, 311-334, 1981.

Omori, F., The Sakura-jima eruptions and earthquakes, *Bull. Imp. Earthquake Invest. Comm., 8, No. 1-6*, 525 p., 1914.

Omori, F., The Usu-san eruption and the elevation phenomena. II. [Comparison of bench mark heights in the base district before and after the eruption.], *Bull. Imp. Earthquake Comm., 5*, 105-107, 1913.

Ostercamp, W.R., and C.R. Hupp, Dating and interpretation of debris flows by geologic and botanical methods at Whitney Creek gorge, Mount Shasta, California, *in* Debris flows/avalanches: Process, Recognition, and Mitigation, edited by J.E. Costa and G.F. Wieczorek, *Geol. Soc. Amer. Reviews in Engineering Geology, 7*, pp. 157-164, 1987.

Otway, P.M., G.W. Grindley, and A.G. Hull, Earthquakes, active fault displacement and associated vertical deformation near Lake Taupo, Taupo Volcanic Zone, *New Zealand Geol. Survey Report 110*, 73 pp., 1984.

Otway, P.M., Vertical deformation associated with the Taupo earthquake swarm, June 1983, *in* Recent Crustal Movements of the Pacific Region, edited by W.I. Reilly and B.E. Hartford, *Royal Soc. New Zealand Bull. 24*, 187-200, 1986.

Parascandola, A., *I fenomeni bradisismici del Serapeo di Pozzuoli*, Genovese, Napoli, Italy, 1947.

Pardyanto, L., L.D. Reksowirogo, F.X.S. Mitrohartono, S.H. Hardjowarsito, and K. Kusumadinata, Volcanic hazard map, Merapi volcano, central Java, *Indonesian Geological Survey* , scale 1: 100,000, 1978.

Parra, Eduardo, Hector Cepeda, and J.-C. Thouret, Mapa actualizado de amenaza volcánica potencial del Nevado del Ruíz, *INGEOMINAS, Bogotá, Colombia*, scale, 1:100,000, 1986.

Peña, Olympio, and C.G. Newhall, Philippines, in *Source-Book for Volcanic-Hazards Zonation: Natural Hazards 4*, edited by D.R. Crandell, B. Booth, K. Kusumadinata, D. Shimozuru, G.P.L. Walker, and D. Westercamp, pp. 65-67, UNESCO, Paris, 1984.

Perret, F.A., The eruption of Mt. Pelée 1929-1932, *Carnegie Institute of Washington, Publication 458*, 125 pp., 1937.

Perret, F.A., Volcanological observations, *Carnegie Institute of Washington Publication 458*, 162 pp., 1950.

Peters, D.C., and R.S. Crosson, Application and prediction analysis to hypocenter determination using a local array, *Bull. Seismol. Soc. Amer., 62*, 775-788, 1972.

Peterson, D.W., Mount St. Helens and the science of volcanology: A five-year perspective, in *Mount St. Helens: Five Years Later*, edited by S.A.C. Keller, pp. 3-19, Eastern Washington University Press, Cheney, Washington, 1987.

Peterson, D.W., Volcanic hazards and public response, *J. Geophys. Res., 93, no. B5*, 4161-4170, 1988.

Peterson, D.W., Volcanoes: Tectonic setting and impact on society, in *Active Tectonics*, Geophysics Study Committee, National Research Council, National Academy Press, Washington, D.C., pp. 231-246, 1986.

Pierce, K.L., Dating methods, in *Active Tectonics*, Washington, D.C., National Academy Press, pp. 195-214, 1986.

Pierson, T.C., and K.M. Scott, Downstream dilution of a lahar: Transition from debris flow to hyperconcentrated streamflow, *Water Resources Research, 21, no. 10*, 1511-1524, 1985.

Pierson, T.C., Initiation and flow behavior of the 1980 Pine Creek and Muddy River lahars, Mount St. Helens, Washington, *Geol. Soc. Amer. Bull., 96*, 1056-1069, 1985.

Pinatubo Volcano Observatory Team, Lessons from a major eruption: Mt. Pinatubo, Philippines: *Eos, Trans. Amer. Geophys. Union, 72, no. 49*, 545, 552-553, and 555, 1991.

Podesta, Bruno and R.S. Olson, Science and the state in Latin America - Decision making in uncertainty, in *Managing Disasters, Strategies and Policy Perspectives*, edited by L.K. Comfort, pp. 296-311, Duke University Press, Durham and London, 1988.

Prescott, W.H., and J. Svarc, Precision of Global Positioning System measurements for crustal deformation studies: Initial results, *Proc. 4th Inter. Geod. Symposium on Satellite Positioning, 2*, pp. 993-1002, Univ. Texas, Austin, 1986.

Press, Frank, and D. Harkrider, Air-sea waves from the explosion of Krakatoa, *Science, 154*, 35-136, 1966.

Rampino, M.R., and R.B. Stothers, Flood basalt volcanism during the past 250 million years, *Science, 241*, 663-668, 1988.

Rampino, M.R., and Stephen Self, Historic eruptions of Tambora (1815), Krakatau (1883), and Agung (1963), their stratospheric aerosols, and climatic impact, *Quaternary Research, 18, no. 2*, 127-143, 1982.

Rampino, M.R., and Stephen Self, The atmospheric effects of El Chichón, *Scientific American, 253*, 48-57, 1984.

Rees, J.D., 1979, Effects of the eruption of Parícutin volcano on landforms, vegetation, and human occupancy, in *Volcanic Activity and Human Ecology*, edited by P.D. Sheets and D.K. Grayson, pp. 249-292, Academic Press, New York, 1979.

Richter, C.F., *Elementary Seismology*, 768 pp., W.H. Freeman and Co., San Francisco, 1958.

Rittmann, Alfred, 1962, *Volcanoes and Their Activity*, 305 pp., John Wiley and Sons, New York, 1962.

Rose, W.I., and Reinaldo Mercado, Reporte a UNDRO/OFDA misión al Volcán Tacaná, *Instituto Nacional de Sismología Vulcanalogía, Meteorología e Hidrología (INSIVUMEH, Guatemala)*, 40 pp., map scale 1:50,000, 1986.

Rose, W.I., Jr., Scavenging of volcanic aerosol by ash: Atmospheric and volcanological implications, *Geology, 5*, 621-624, 1977.

Rose, W.I., Jr., T. Pearson, and S. Bonis, Nuée ardente eruption from the foot of a dacite lava flow, Santiaguito volcano, Guatemala, *Bull. Volcanol., 40*, 1-16, 1977.

Rose, W.I., Reinaldo Mercado, Otonil Atias, and Jorge Giron, Evaluación de Riesgo del domo de Santiaguito, Guatemala, informe preliminar, *Instituto Nacional de Sismología*

Vulcanología, Meteorología e Hidrología (INSIVUMEH, Guatemala), 19 pp., map scale 1:500,000, 1988.

Rosenbaum, J.G., and R.B. Waitt, Jr., Summary of eyewitness accounts of the May 18 eruption, *in* The 1980 eruptions of Mount St. Helens, Washington, edited by P.W. Lipman and D.R. Mullineaux, *U.S. Geol. Surv. Prof. Paper 1250*, pp. 53-67, 1981.

Rosi, M., and R. Santacroce, Volcanic hazard assessment in the Phlegraean Fields: A contribution based on stratigraphic and historical data, *Bull. Volcanol., 47, no. 2*, 359-370, 1984.

Ross, C.S., and R.L. Smith, Ash-flow tuffs, their origin, Geological relations and identification, *U.S. Geol. Surv. Prof. Paper, 366*, 77 pp., 1961.

Rowley, P.D., M.A. Kuntz, and N.S. MacLeod, Pyroclastic-flow deposits, *in* The 1980 eruptions of Mount St. Helens, Washington, edited by P.W. Lipman and D.R. Mullineaux, *U.S. Geol. Surv. Prof. Paper, 1250*, pp. 489-524, 1981.

Rubin, Meyer, L.K. Gargulinski, and, J.P. McGeehin, Hawaiian radiocarbon dates, *in* Volcanism in Hawaii, edited by R.W. Decker, T.L. Wright, and P.H. Stauffer, P.H., *U.S. Geol. Surv. Prof. Paper, 1350*, pp. 213-242, 1987.

Rueger, J.M., and F.K. Brunner, EDM-Height traversing versus Geodetic Leveling, *The Canadian Surveyor, 36*, 69-88, 1982.

Ruelo, H.B., Morphological and crater development of Mt. Tabaro eruption site, Taal Volcano, Philippines, *Phil. Jour. Volcanol., 1, no. 2*, 19-68, 1983.

Ryall, A., and F. Ryall, Spasmodic tremor and possible magma injection in the Long Valley caldera, eastern California, *Science, 219*, 1432-1433, 1983.

Salomons, J.B., Paleoecology of volcanic soils in the Colombian Central Cordillera, *Dissertationes Botanicae, 95, Berlin, J. Cramer* (Ph.D. dissertation, University of Amsterdam), 1986.

Sarna-Wojcicki, A.M., D.E. Champion, and J.O. Davis, Holocene volcanism in the conterminous United States and the role of silicic volcanic ash layers in correlation of latest-Pleistocene and Holocene deposits, in *Late-Quaternary Environments of the United States, Volume 2, The Holocene*, edited by H.E. Wright, Jr., pp. 52-77, University of Minnesota Press, Minneapolis, 1983.

Sarna-Wojcicki, A.M., R.B. Waitt, Jr., M.J. Woodward, Susan Shipley, and Jose Rivera, Premagmatic ash erupted from March 27 through May 14, 1980--extent, mass, volume, and composition, *in* The 1980 eruptions of Mount St. Helens, Washington, edited by P.W. Lipman and D.R. Mullineaux, *U.S. Geol. Surv. Prof. Paper, 1250*, pp. 569-576, 1981b.

Sarna-Wojcicki, A.M., Susan Shipley, R.B. Waitt, Jr., D. Dzurisin, and S.H. Wood, Areal distribution, thickness, mass, volume, and grain size of air-fall ash from the six major eruptions of 1980, *in* The 1980 eruptions of Mount St. Helens, Washington, edited by P.W. Lipman and D.R. Mullineaux, *U.S. Geol. Surv. Prof. Paper, 1250*, pp. 577-600, 1981a.

Sato, Y., and D. Skoko, Optimum distribution of seismic observation points (2), *Bull. Earthquake Res. Inst., Univ. Tokyo, 43*, 451-457, 1965.

Schick, R., Source mechanisms of volcanic earthquakes, *Bull. Volcanol., 44, no. 3*, 491-497, 1981.

Schuster, R.L., and D.R. Crandell, Catastrophic debris avalanches from volcanoes, *Proceedings of the IV International Symposium on Landslides, Toronto, 1*, 567-572, 1984.

Schuster, R.L., Effects of the eruptions on civil works and operations in the Pacific Northwest, *in* The 1980 eruptions of Mount St. Helens, Washington, edited by P.W. Lipman and D.R. Mullineaux, *U.S. Geol. Surv. Prof. Paper, 1250*, pp. 701-718, 1981.

Schuster, R.L., Engineering aspects of the 1980 Mount St. Helens eruptions, *Assoc. Engineering Geologists Bull., 20, no. 2*, 125-143, 1983.

Schutz, B.E., Satellite positioning, *Rev. Geophys., 25, no. 5*, 883-887, 1987.

Scott, K.M., Lahars and Lahar-runout flows in the Toutle-Cowlitz River system, Mount St. Helens, Washington--magnitude and frequency, *U.S. Geol. Surv Prof.Paper, 1447-B*, 33 pp., 1989.

Scott, K.M., Origins, behavior, and sedimentology of lahars and lahar-runout flows in the Toutle-Cowlitz river system, *U.S. Geol. Surv. Prof. Paper, 1447-A*, A1-A74, 1988.

Scott, W.E., Hazardous volcanic events and assessments of long-term volcanic hazards, *in* Proceedings of the Geologic and Hydrologic Hazards Training Program, compiled by M.E. Williams and C. Kitzmiller, *U.S. Geol. Surv. Open-File Report 84-760*, pp. 447-498, 1984.

SEAN, Canlaon Volcano, *Scientific Event Alert Network (SEAN) Bull., 12, no. 4*, 11, 1987a.

SEAN, Canlaon Volcano, *Scientific Event Alert Network (SEAN) Bull., 12, no. 5*, 17-18, 1987b.

SEAN, Mayon Volcano, *Scientific Event Alert Network (SEAN) Bull., 9, no. 8*, 2-3, 1984a.

SEAN, Mayon Volcano, *Scientific Event Alert Network (SEAN) Bull., 9, no. 9*, 3-4, 1984b.

SEAN, Ruíz Volcano, *Scientific Event Alert Network (SEAN) Bull., 10, no. 8*, 8, 1985a.

SEAN, Ruíz Volcano, *Scientific Event Alert Network (SEAN) Bull., 10, no. 9*, 2-3, 1985b.

SEAN, Ruíz Volcano, *Scientific Event Alert Network (SEAN) Bull., 10, no. 11*, 2-5, 1985c.

Searle, E.J., Volcanic risk in the Auckland metropolitan district, *New Zealand J. Geol. Geophys., 7*, 94-100, 1964.

Segerstrom, Kenneth, Erosion studies at Parícutin, State of Michoacán, Mexico, *U.S. Geol. Surv. Bull., 965-A*, 164 pp., 1950.

Sheridan, M.F., and K.H. Wohletz, Hydrovolcanism: Basic considerations and review, *J. Volcanol. Geotherm. Res., 17*, 1-29, 1983.

Sheridan, M.F., and M.C. Malin, Application of computer-assisted mapping to volcanic hazard evaluation of surge eruptions: Vulcano, Lipari, and Vesuvius, *J. Volcanol. Geotherm. Res., 17*, 187-202, 1983.

Sheridan, M.F., F. Barberi, M. Rosi, and R. Santacroce, A model for plinian eruptions of Vesuvius, *Nature, 289*, 282-285, 1981.

Shi Diguang, Tangshan earthquake and its damage to civil engineering, in *Proceedings of Expert Working Group Meeting cum Workshop on the Urban Geology of Coastal Areas (First Draft), Shanghai, China, Sept. 13-22, 1987*, 113-117, 1987.

Shimozuru, D., A seismological approach to the prediction of volcanic eruptions, in *The Surveillance and Prediction of Volcanic Activity*, pp. 19-45, UNESCO, Paris, 1972.

Shimozuru, D., reporter for the Working Group on Mitigation of Volcanic Disasters, IAVCEI, Compiled list of dangerous volcanoes and associated information *Bull. Volcanol., Supplement to volume 38*, 81 pp., 1975.

Shimozuru, D., T. Miyazaki, N. Gyoda, and J. Matahelumual, Volcanological survey of Indonesian volcanoes, Part 2. Seismic observation at Merapi Volcano, *Bull. Earthquake Res. Inst., 47*, 969-990, 1969.

Shimozuru, D., Volcano surveillance in Japan: An intricate cooperative program, *Episodes, 1*, 23-27, 1981.

Shimozuru, Daisuke, In the volcano's shadow: *Nature, 353, no. 6342*, 295-296, 1991.

Shimozuru, Daisuke, Volcano hazard assessment of Mount Fuji, *Natural Disaster Science, 5, no. 2*, 15-31, 1983.

Shipley, Susan, and A.M. Sarna-Wojcicki, Distribution, thickness, and mass of late Pleistocene and Holocene tephra from major volcanoes in the northwestern United States: A preliminary assessment of hazards from volcanic ejecta to nuclear reactors in the Pacific Northwest, *U.S. Geol. Surv. Miscell. Field Studies Map Mf-1435*, 1983.

Siebert, Lee, Harry Glicken, and Tadahide Ui, Volcanic hazards from Bezymianny- and Bandai-type eruptions, *Bull. Volcanol., 49*, 435-459, 1987.

Siebert, Lee, Large volcanic debris avalanches--characteristics of source areas, deposits, and associated eruptions, *J. Volcanol. Geotherm. Res., 22*, 163-197, 1984.

Sigurdsson, H., J.D. Devine, and A.N. Davis, The petrologic estimation of volcanic degassing aerosols, *Jökull, 35*, 1-8, 1985a.

Sigurdsson, Haraldur, J.D. Devine, F.M. Tchoua, T.S. Presser, M.K.W. Pringle, and W.C. Evans, Origin of the lethal gas burst from Lake Monoun, Cameroun, *J. Volcanol. Geotherm. Res., 31*, 1-16, 1987b.

Sigurdsson, Haraldur, S.N. Carey, and, R.V. Fisher, The 1982 eruptions of El Chichón volcano, Mexico (3): Physical properties of pyroclastic surges, *Bull. Volcanol., 49*, 467-488, 1987a.

Sigurdsson, Haraldur, Steven Carey, Winton Cornell and Tullio Pescatore, The eruption of Vesuvius in A.D. 79, *National Geographic Research, 1*, 332-387, 1985b.

Sigurdsson, Haraldur, Volcanology, in *Encyclopedia of Physical Science and Technology, 14*, pp. 406-435, Academic Press, Inc., New York, 1987.

Simkin, T., and L. Siebert, Explosive eruptions in space and time: Duration, intervals, and a comparison of the world's active volcanic belts, in *Explosive Volcanism: Inception, Evolution, and Hazards*, pp. 110-121, Geophysics Study Committee, National Research Council, National Academy Press, Washington, D.C., 1984.

Simkin, T., and R.S. Fiske, *Krakatau 1883: The volcanic eruption and its effects*, 464 pp., Smithsonian Institution Press, Washington, D.C., 1983.

Simkin, T., L. Siebert, L. McClelland, D. Bridge, C. Newhall, and J.H. Latter, *Volcanoes of the World: A Regional Directory, Gazetteer, and Chronology of Volcanism During the Last 10,000 Years*, 240 pp., Hutchinson & Ross, Stroudsburg, Pennsylvania, 1981.

Simkin, Tom, and K.A. Howard, Caldera collapse in the Galapagos Islands, 1968, *Science, 169*, 429-437, 1970.

Slater, L.E., and G.R. Huggett, A multiwavelength distance-measuring instrument for geophysical experiments, *J. Geophys. Res., 81*, 6299-6306, 1976.

Slingerland, R.L., and Barry Voight, Occurrences, properties, and predictive models of landslide-generated water waves, in *Rockslides and Avalanches, 2, Engineering Sites*, edited by Barry Voight, pp. 317-400, Elsevier, Amsterdam, 1979.

Smith, G.A., Coarse-grained nonmarine volcaniclastic sediment: Terminology and depositional process, *Geol. Soc. Amer. Bull., 97, no. 1*, 1-10, 1986.

Smith, R.L., Ash flows, *Geol. Soc. Amer. Bull., 71*, 795-842, 1960.

Soliven, M., Confusion, ineptitude, petty rivalry in Taal, *Manila Times*, October 5, 1965b.

Soliven, M., Let's keep politics out of Taal Volcano tragedy, *Manila Times*, September 30, 1965a.

Souther, J.G., R.I. Tilling, and R.S. Punongbayan, Forecasting eruptions in the circum-Pacific, *Episodes, 7, no. 4*, 10-18, 1984.

Sparks, R.S.J., and Lionel Wilson, A model for the formation of ignimbrite by gravitational column collapse, *J. Geol. Soc. London, 132*, 441-452, 1976.

Sparks, R.S.J., Gas release rates from pyroclastic flows: An assessment of the role of fluidisation in their emplacement, *Bull. Volcanol., 41, no. 1*, 1-9, 1978.

Sparks, R.S.J., Grain size variations in ignimbrites and implications for the transport of pyroclastic flows, *Sedimentology, 23*, 147-188, 1976.

Sparks, R.S.J., H. Pinkerton, and G. Hulme, Classification and formation of lava levees on Mount Etna, Sicily, *Geology, 4, no. 5*, 269-271, 1976.

Sparks, R.S.J., J.G. Moore, and C.J. Rice, The initial giant umbrella cloud of the May 18th, 1980, explosive eruption of Mount St. Helens, *J. Volcanol. Geotherm. Res., 28*, 257-274, 1986.

Sparks, R.S.J., Lionel Wilson, and G. Hulme, Theoretical modeling of the generation, movement, and emplacement of pyroclastic flows by column collapse, *J. Geophys. Res., 83*, 1727-1739, 1978.

Sparks, R.S.J., Stephen Self, and G.P.L. Walker, Products of ignimbrite eruptions, *Geology, 1*, 115-118, 1973.

Sparks, R.S.J., The dimensions and dynamics of volcanic eruption columns, *Bull. Volcanol., 48*, 3-15, 1986.

Spiess, F.N., J.A. Hildebrand, and D.E. Boegeman, New systems for seafloor studies [abstract], *Eos, Amer. Geophys. Union Trans., 68, no. 44*, 1335, 1987.

Spiess, F.N., Suboceanic geodetic measurements, *IEEE Trans. on Geoscience and Remote Sensing, GE-23(4)*, 502-510, 1985.

Stewart, G.A., Description of a volcanic eruption in the island of Sumbawa, *Trans. Literary Society of Bombay, 2*, 109-114, 1820.

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

Stuiver, Minze, and G.W. Pearson, High-precision calibration of the radiocarbon time scale, AD 1950-500 BC, *Radiocarbon, 28, no. 2B*, 805-839, 1986.

Stuiver, Minze, and Renee Kra, editors, Calibration issue, *Radiocarbon, 28, no. 2B*, 805-1030, 1986.

Sudradjat, Adjat, and R.I. Tilling, Volcanic hazards in Indonesia: The 1982-83 eruption of Galunggung, *Episodes, 7, no. 2*, 13-19, 1984.

Suryo, I., and M.C.G. Clarke, The occurrence and mitigation of volcanic hazards in Indonesia as exemplified at the Mount Merapi, Mount Kelut, and Mount Galunggung volcanoes, *J. Engineering Geol., 18*, 79-98, 1985.

Suryo, I., G. Semeru: *Berita Berkala Vulkanologi, Edisi Khusus, no. 111*, 52 pp., Direktorat Vulkanologi (Volcanological Survey of Indonesia), 1986.

Swanson, D.A., D. Dzurisin, R.T. Holcomb, E.Y. Iwatsubo, W.W. Chadwick, Jr., T.J. Casadevall, J.W. Ewert, and C.C. Heliker, Growth of the lava dome at Mount St. Helens, Washington, (USA), 1981-1983, *in* The Emplacement of Silicic Domes and Lava Flows, edited by J.H. Fink, *Geol. Soc. Amer. Special Paper, 212*, 1-16, 1987.

Swanson, D.A., P.W. Lipman, J.G. Moore, C.C. Heliker, and K.M. Yamashita, Geodetic monitoring after the May 18 eruption, *in* The 1980 eruptions of Mount St. Helens, Washington, edited by P.W. Lipman and D.R. Mullineaux, *U.S. Geol. Survey Prof. Paper, 1250*, 157-168, 1981.

Swanson, D.A., Pahoehoe flows from 1969-1971 Mauna Ulu eruption, Kilauea volcano, Hawaii, *Geol. Soc. Amer. Bull., 84, no. 2*, 615-626, 1973.

Swanson, D.A., T. J. Casadevall, D. Dzurisin, Holcomb, R.T., C.G. Newhall, S.D. Malone, and C.S. Weaver, Forecasts and predictions of eruptive activity at Mount St. Helens, USA: 1975-1984, *J. Geodynamics, 3, no. 3/4*, 397-423, 1985.

Swanson, D.A., T.J., Casadevall, D. Dzurisin, S.D. Malone, C.G. Newhall, and C.S. Weaver, Predicting eruptions at Mount St Helens, June 1980 through December 1982, *Science, 221*, 1369-1376, 1983.

Swanson, D.A., T.L. Wright, and R.T. Helz, Linear vent systems and estimated rates of magma production and eruption for the Yakima Basalt on the Columbia Plateau, *Amer. J. Sci., 275, no. 8*, 877-905, 1975.

Swanson, D.A., W.A. Duffield, and R.S. Fiske, Displacement of the south flank of Kilauea volcano: The result of forceful intrusion of magma into the rift zones, *U.S. Geol. Surv. Prof. Paper, 963*, 39 pp., 1976

Sylvester, A.G., Crustal tilt in Long Valley, California, *Annual Technical Report, Marine Science Institute and Dept. of Geol. Sciences, Univ. California, Santa Barbara*, 43 pp (plus two appendices), 1984.

Sylvester, A.G., Near-field tectonic geodesy, in *Active Tectonics*, pp. 164-179, Geophysics Study Committee, National Research Council, National Academy Press, Washington, D.C., 1986.

Symons, G.J., editor, *The Eruption of Krakatoa, and Subsequent Phenomena, Report of the Krakatoa Committee of the Royal Society of London*, 494 pp., Trübner and Co., London, 1888.

Talai, B., Volcanic hazards at Langila volcano, *Geol. Surv. Papua New Guinea Report 87/25*, map scale 1:100,000, 1987.

Tayag, J., and R.E. Rimando, Assessment of public awareness regarding geologic hazards, in *Geologic Hazards and Preparedness Systems*, Philippine Institute of Volcanology and Seismology, p. 102-128, 1987.

Tayag, J., R. Cola, and R. Natividad, Socio-economic impacts of the 1984 Mayon Volcano eruptions, *unpublished Final Report, Philippine Institute of Volcanology and Seismology*, 120 pp., 1984.

Taylor, G.A.M., The 1951 eruption of Mt. Lamington, Papua, *Bureau of Mineral Resources of Australia, Geology and Geophysics Bulletin 38*, 117 pp., 1958

Tazieff, H., and J.-C. Sabroux, editors, *Forecasting Volcanic Events, Developments in Volcanology 1*, 635 pp., Elsevier Publishers, Amsterdam, The Netherlands, 1983.

Tazieff, Haroun, An exceptional eruption: Mt. Nyiragongo, Jan. 10th, 1977, *Bull. Volcanol., 40*, 189-200, 1977.

Thorarinsson, Sigurdur, On the damage caused by volcanic eruptions with special reference to tephra and gases, in *Volcanic Activity and Human Ecology*, edited by P.D. Sheets and D.K. Grayson, pp. 125-159, Academic Press, New York, 1979.

Thorarinsson, Sigurdur, The application of tephrochronology in Iceland, in *Tephra Studies*, edited by Stephen Self and R.S.J. Sparks, pp. 109-134, NATO Advanced Study Institutes Series, D. Reidel Publishing Company, Boston, 1981.

Thorarinsson, Sigurdur, The eruption of Hekla 1947-1948. II, 3, The tephra fall from Hekla on March 29th, 1947, *Visindafelag Islendinga, Reykjavik, Leiftur*, 1954.

Thorarinsson, Sigurdur, The Lakagigar eruption of 1783, *Bull. Volcanol., 33, no. 3*, 910-929, 1969.

Tilling, R.I., and Bailey, R.A., Volcano Hazards Program in the United States, *J. Geodynamics, 3, no. 3/4*, 425-446, 1985.

Tilling, R.I., and Newhall, C.G., Volcanology, *Geotimes, 32, no. 2*, 59-61, 1987.

Tilling, R.I., Christina Heliker, and T.L. Wright, Eruptions of Hawaiian volcanoes: Past, present, and future, *U.S. Geol. Surv. General-Interest Publication Series*, 54 pp., 1987.

Tilling, R.I., Editor, *Short Course in Geology: Volume 1. Volcanic Hazards*: American Geophysical Union, Washington, D.C., 123 pp, 1989.

Tilling, R.I., Eruptions of Mount St. Helens: Past, present and future, *U.S. Geol. Surv. General-Interest Publication Series*, 46 pp., 1984.

Tilling, R.I., Monitoring active volcanoes, *U.S. Geol. Surv. General-Interest Publication Series*, 13 pp., 1983.

Tilling, R.I., Overview of Mount St. Helens volcano eruption, *Proc. Volume 278, Soc. Photo-Optical Instrumentation Engineers Technical Symposium '81, Annual Meeting, April 20-24, Washington, D.C.*, 3-10, 1981.

Tilling, R.I., R.Y. Koyanagi, P.W. Lipman, J.P. Lockwood, J.G. Moore and D.A. Swanson, Earthquakes and related catastrophic events, island of Hawaii, November 19, 1975: A preliminary report, *U.S. Geol. Surv. Circular 740*, 33 pp., 1976.

Tilling, R.I., reporter for Working Group of the World Organization of Volcano Observatories on "Adequate minimum volcano observatory," *J. Volcanol. Geotherm. Res., 12, nos. 1-2*, 183-184, 1982.

Tilling, R.I., Rockfall activity in pit craters, Kilauea Volcano, Hawaii, in *Proceedings, Andean and Antarctic Volcanology Problems Symposium*, edited by O. González-Ferrán , IAVCEI, Rome, Italy, pp. 518-528, 1976.

Tilling, R.I., Volcanic hazards and their mitigation—Progress and problems, *Rev. Geophys., 27, no. 2*, 237-269, 1989.

Tilling, R.I., Volcanology, in *Encyclopedia of Science and Technology, 19*, pp. 274-281, McGraw-Hill Publishing Company, New York, 1987.

Tokarev, P.I., On a possibility of forecasting of Bezymianny Volcano eruptions according to seismic data, *Bull. Volcanol., 26*, 379-386, 1963.

Tokarev, P.I., Prediction and characteristics of the 1975 eruption of Tolbachik Volcano, Kamchatka, *Bull. Volcanol., 41, no. 3*, 251-258, 1978.

Tokarev, P.I., *Volcanic earthquakes of Kamchatka*, Izd. Nauka, 164 pp. Moscow, U.S.S.R., 1981.

Tomblin, John, UNDRO's role in responding to volcanic emergencies, *UNDRO News*, 7-10, March/April, 1988.

Tryggvason, E., Multiple magma reservoirs in a rift zone volcano: Ground deformation and magma transport during the September 1984 eruption of Krafla, Iceland, *J. Volcanol. Geotherm. Res., 28*, 1-44, 1986.

Tryggvason, E., Myvatn lake level observations 1984-1986 and ground deformation during a Krafla eruption, *J. Volcanol. Geotherm. Res., 31*, 131-138, 1987.

Tsuboi, C., The water surface of a lake as an indicator of crustal deformation, *Bull. Earthquake Res. Inst., 15*, 935-943, 1937.

Tsumura, K., Determination of earthquake magnitude from total duration of oscillation, *Bull. Earthquake Res. Inst., 45*, 7-18, 1967.

Tsuya, Hiromichi, Geological and petrological studies of Mt. Fuji, v. 5, on the 1707 eruption of volcano Fuji, *Bull. Earthquake Res. Inst., Tokyo University, 33, part 3*, 341-383, 1955.

U.S. Army Corps of Engineers, *Final Mount St. Helens, Washington, Feasibility Report and Environmental Impact Statement, Toutle, Cowlitz, and Columbia Rivers*, U.S. Army Corps of Engineers, Portland District (Oregon), 1984.

Uhrhammer, R.A., Analysis of small seismographic station networks, *Bull. Seismol. Soc. Amer., 70*, 1369-1380, 1980.

Ui, Tadahide, Hiroshi Yamamoto, and Keiko Suzuki-Kamata, Characterization of debris avalanche deposits in Japan, *J. Volcanol. Geotherm. Res., 29*, 231-243, 1986.

Ui, Tadahide, Volcanic dry avalanche deposits--identification and comparison with nonvolcanic debris stream deposits, *J. Volcanol. Geotherm. Res., 18*, 135-150, 1983.

Umbal, J.V., Recent lahars of Mayon Volcano, in *Geologic Hazards and Preparedness Systems*, Philippine Institute of Volcanology and Seismology, pp. 56-76, 1987.

UNDRO/UNESCO, *Volcanic Emergency Management*, 86 pp., Office of the United Nations Disaster Relief Co-ordinator (UNDRO), United Nations Educational, Scientific, and Cultural Organization (UNESCO), United Nations, New York, 1985.

UNESCO, *The Surveillance and Prediction of Volcanic Activity: A Review of Methods and Techniques*, 166 pp., United Nations Educational, Scientific, and Cultural Organization (UNESCO), Paris, France, 1972.

Valdes, C., *PCEQ User guide*, 19 pp., 1988.

Valencia, T.F., Government unprepared for national emergency, *Manila Times*, October 4, 1965.

Vallance, J.W., Postglacial lahars and potential volcanic hazards in the White Salmon drainage basin near Mount Adams volcano, southwestern Washington, *U.S. Geol. Surv. Bull.*, in press.

Verbeek, R.D.M., *Krakatau*, 495 pp., Imprimerie de l'Etat, Batavia, 1885.

Verosub, K.L., Geomagnetic secular variation and the dating of Quaternary sediments, *in* Dating Quaternary Sediments, edited by D.J. Easterbrook, *Geol. Soc. Amer. Special Paper 227*, pp. 123-138, 1988.

VL, *The Volcano Letter, 193*, Hawaiian Volcano Observatory, September 6, 1928, 1928.

VL, *The Volcano Letter, 390*, Hawaiian Volcano Observatory, August 1932, 1932.

Voight, B., Countdown to catastrophe, *Earth and Mineral Sciences, 57, no. 2*, 17-30, 1988.

Voight, Barry, Harry Glicken, R.J. Janda, and P.M. Douglas, Catastrophic rockslide avalanche of May 18, *in* The 1980 eruptions of Mount St. Helens, Washington, edited by P.W. Lipman and D.R. Mullineaux, *U.S. Geol. Surv. Prof. Paper, 1250*, pp. 347-377, 1981.

Voight, Barry, R.J. Janda, Harry Glicken, and P.M. Douglas, Nature and mechanism of the Mount St. Helens rockslide avalanche, *Geotechnique, 33*, 224-273, 1983.

Waitt, R.B., Comment on Walker and McBroome, 1983, *Geology, 12*, 693, 1984.

Waitt, R.B., Devastating pyroclastic density flow and attendant airfall of May 18--stratigraphy and sedimentology of deposits, *in* The 1980 eruptions of Mount St. Helens,

Washington, edited by P.W. Lipman and D.R. Mullineaux, *U.S. Geol. Surv. Prof. Paper, 1250*, pp. 439-458, 1981.

Waldron, H.H., Debris flow and erosion control problems caused by the ash eruptions of Irazú volcano, Costa Rica, *U.S. Geol. Surv. Bull., 1241-I*, 37 pp., 1967.

Walker, G.P.L., A volcanic ash generated by explosions where ignimbrite entered the sea, *Nature, 281*, 642-646, 1979.

Walker, G.P.L., and L.A. Morgan, Reply to Hoblitt and Miller (1984) and Waitt (1984), *Geology, 12*, 693-695, 1984.

Walker, G.P.L., and L.M. McBroome, Mount St. Helens 1980 and Mount Pelée 1902--flow or surge?, *Geology, 11*, 571-574, 1983.

Walker, G.P.L., Characteristics of dune-bedded pyroclastic surge bedsets, *J. Volcanol. Geotherm Res., 20*, 281-296, 1984.

Walker, G.P.L., Ignimbrite types and ignimbrite problems, *J. Volcanol. Geotherm. Res., 17*, 65-88, 1983.

Walker, G.P.L., Lengths of lava flows, *Phil. Trans. Royal Soc. London, 274*, 107-118, 1973.

Walker, G.P.L., The Taupo pumice: Product of the most powerful known (ultraplinian) eruption?, *J. Volcanol. Geotherm. Res., 8*, 69-94, 1980.

Walker, G.P.L., Volcanic hazards, *Interdisciplinary Science Reviews, 7, no. 2*, 148-157, 1982.

Ward, P.L., and S. Gregerson, Comparison of earthquake locations determined from a network of stations and small tripartite arrays on Kilauea Volcano, Hawaii, *Bull. Seismol. Soc. Amer., 63*, 679-711, 1973.

Warrick, R.A., Four communities under ash after Mount St. Helens, *Program on Technology, Environment, and Man, Monograph 34*, Institute of Behavioral Science, University of Colorado, 143 pp., 1981.

Warrick, R.A., Volcanoes as hazard: An overview, in *Volcanic Activity and Human Ecology*, edited by P.D. Sheets and D.K. Grayson, pp. 161-194, Academic Press, New York, 1979.

Westercamp, Denis, and H. Traineau, The past 5,000 years of volcanic activity at Mt. Pelée, Martinique (F.W.I.): Implications for assessment of volcanic hazards, *J. Volcanol. Geotherm. Res., 17*, 159-185, 1983.

Westercamp, Denis, Appraisal and zonation of volcanic hazards in the French Lesser Antilles: Preliminary results, in *Forecasting Volcanic Events*, edited by Haroun Tazieff, and J.-C. Sabroux, pp. 111-130, Elsevier, Amsterdam, 1983.

Westercamp, Denis, Assessment of volcanic hazards at Soufrière de Guadeloupe, F.W.I., *Bureau de Recherches Geologiques et Minieres Bulletin, Section 4, no. 2*, 187-192, 1981b.

Westercamp, Denis, Cartographie du risque a la Soufrière de Guadeloupe: Retrospective et tendance actuelle, *Inter. Assoc. Engineering Geology Bull., no. 23*, 25-32, 1981a.

Westercamp, Denis, French West Indies, in *Source-Book for Volcanic-Hazards Zonation: Unesco Natural Hazards 4*, edited by D.R. Crandell, Basil Booth, K. Kusumadinata, Daisuke Shimozuru, G.P.L. Walker, and Denis Westercamp, pp. 50-55, UNESCO, New York, 1984.

Westercamp, Denis, Une methode d'evaluation et de zonation des risques volcaniques a la Soufrière de Guadeloupe, Antilles Francaises, *Bull. Volcanol., 43, no. 2*, 431-452, 1980.

Westphal, J.A., M.A. Carr, W.R. Miller, and D. Dzurisin, Expendable bubble tiltmeter for geophysical monitoring, *Rev. Scientific Instruments, 54, no. 4*, 415-418, 1983.

Whalen, C.T., Preliminary test results of Precise trig-leveling with the Wild T2000-DI5 system, *ACSM Bulletin*, December 1984.

Wharton, W.J.L., On the seismic sea waves caused by the eruption of Krakatoa August 26th and 27th, 1883, in *The Eruption of Krakatoa, and Subsequent Phenomena*, edited by G.J. Symons, pp. 89-151, Report of the Krakatoa Committee of the Royal Society, London, Trübner and Co., 1888.

White, G.F., and J.E. Haas, *Assessment of Research on Natural Hazards*, 487 pp., The MIT Press, Cambridge, Mass., 1975.

Wier, G.J., Kinematic wave theory for Ruapehu lahars, *New Zealand Journal of Science, 25*, 197-203, 1982.

Wijkman, Anders, and Lloyd Timberlake, *Natural disasters: Acts of God or acts of man?*, 145 pp., Earthscan, Washington, D.C., 1984.

Wilcox, R.E., Some effects of recent volcanic ash falls with special reference to Alaska, *U.S. Geol. Surv. Bull. 1028-N*, pp. 409-476, 1959.

Williams, Howel, and A.R. McBirney, *Volcanology*, 397 pp., Freeman, Cooper, & Co., San Francisco, California, 1979.

Williams, M.E., and C. Kitzmiller, compilers, Proceedings of the Geologic and Hydrologic Hazards Training Program, *U.S. Geol. Surv. Open-File Report 84-760*, 1112 pp. 1984.

Williams, R.S., and J.G. Moore, Iceland chills a lava flow, *Geotimes, 18, no. 8*, 14-17, 1973.

Williams, R.S., and J.G. Moore, Man against volcano: The eruption on Heimaey, Vestmannaeyjar, Iceland, *U.S. Geol. Surv. General Interest Publications Series*, 28 pp., 1983.

Williams, S.N., and Hansjuergen Meyer, A model of Nevado del Ruíz Volcano, Colombia, *Eos, Amer. Geophys. Union Trans., 69, no. 45*, 1554-1556, 1988.

Wilson, C.J.N., The role of fluidisation in the emplacement of pyroclastic flows, 2: Experimental results and their interpretation, *J. Volcanol. Geotherm. Res., 20*, 55-84, 1984.

Wilson, C.J.N., The role of fluidisation in the emplacement of pyroclastic flows: An experimental approach, *J. Volcanol. Geotherm. Res., 8*, 231-249, 1980.

Wilson, Lionel, R.S.J. Sparks, and G.P.L. Walker, Explosive volcanic eruptions--IV. The control of magma properties and conduit geometry on eruption column behaviour, *Geophys. J. Royal Astronom. Soc., 63*, 117-148, 1980.

Wintle, A.G., and D.J. Huntley, Thermoluminescence dating of sediments, *Quaternary Science Reviews, 1*, 31-53, 1982.

Wood, C.A., Morphometric analysis of cinder cone degradation, *J. Volcanol. Geotherm. Res., 8*, 137-160, 1980.

Wood, H. O., The seismic prelude to the 1914 eruption of Mauna Loa, *Bull. Seismol. Soc. Am., 5*, 39-50, 1915.

Wright, J.V., A.L. Smith, and S. Self, A working terminology of pyroclastic deposits, *J. Volcanol. Geotherm. Res., 8*, 315-336, 1980.

Wright, J.V., Stratigraphy and geology of the welded airfall tuffs of Pantelleria, Italy, *Geologische Rundschau, 69*, 263-291, 1980.

Wyatt, F., R. Bilham, J. Beavan, A.G. Sylvester, T. Owen, A. Harvey, C. Macdonald, D.D. Jackson, and D.C. Agnew, Comparing tiltmeters for crustal deformation measurement--A preliminary report, *Geophys. Res. Lett., 11, no. 10*, 963-966, 1984.

Yamaguchi, D.K., New tree-ring dates for recent eruptions of Mount St. Helens, *Quaternary Research, 20*, 246-250, 1983.

Yamaguchi, D.K., Tree-ring evidence for a two-year interval between recent prehistoric explosive eruptions of Mount St. Helens, *Geology, 13, no. 8*, 554-557, 1985.

Yamashita, K.M., and M.P. Doukas, Precise level lines at Crater Lake, Newberry Crater and South Sister, Oregon, *U.S. Geol. Surv. Open-File Report 87-293*, 31 pp, 1987.

Yamashita, K.M., Dry tilt: a ground deformation monitor as applied to the active volcanoes of Hawaii, *U.S. Geol. Surv. Open-File Report 81-523*, 21 pp., 1981.

Yamashita, K.M., El inclinometro seco: un vigilante de la deformación ligada al vulcanismo active en Hawaii, *Boletín de Vulcanología (Costa Rica), 12*, 11-17, 1982. [Spanish translation of Yamashita (1981) by R. Van der Laat V.].

Yokoyama, I., A geophysical interpretation of the 1883 Krakatau eruption, *J. Volcanol. Geotherm. Res., 9, no. 4*, 359-378, 1981.

Yokoyama, I., A model for the crustal deformation around volcanoes, *Jour. Phys. Earth, 19, no. 3*, 199-207, 1971.

Yokoyama, I., H. Yamashita, H. Watanabe, and H.M. Okada, Geophysical characteristics of dacite volcanism - The 1977-1978 eruptions of Usu Volcano, *J. Volcanol. Geotherm. Res., 9*, 335-358, 1981.

Yokoyama, I., R.I. Tilling, and R. Scarpa, *International Mobile Early-Warning Systems(s) for Volcanic Eruptions and Related Seismic Activities*, UNESCO (Paris), FP/2106-82-01(2286), 102 pp., 1984.

Yokoyama, I., Seismic energy releases from volcanoes, *Bull. Volcanol., 50, no. 1*, 1-13, 1988.

Yokoyama, I., Volcanic processes revealed by geophysical observations of the 1977-1982 activity of Usu Volcano, Japan, *J. Geodynamics, 3*, 351-367, 1985.

Zen, M.T., and Djajadi Hadikusumo, The future danger of Mt. Kelut (Eastern Java-Indonesia), *Bull. Volcanol., 28*, 275-282, 1965.

Zollinger, H., *Besteigung des Vulkanes Tambora auf der Insel Sumbawa und Schilderung der Erupzion desselben im Jahr 1815*, 1-20, Winterthur, Wurster, 1855.

☆U.S. GOVERNMENT PRINTING OFFICE: 1993-786-166/99130