

Reconocimiento geológico y evaluación preliminar de peligrosidad del volcán Tacaná, Guatemala/México

Reinaldo Mercado y William I. Rose

*Department of Geological Engineering, Geology and Geophysics
Michigan Technological University, Houghton, MI, U. S. A.*

Recibido: 17 de febrero, 1988; aceptado: 28 de junio, 1988; versión final: 10 de septiembre, 1991.

RESUMEN

Tacaná (Guatemala/México) es el volcán más noroccidental del eje volcánico de Centro América. Está constituido por andesitas silíceas de afinidad alcalina cálcica y enriquecimiento moderado de K. No hay indicios de erupciones magmáticas del Tacaná en tiempos históricos, pero el volcán muestra un patrón de breves períodos de actividad fumarólica y freática con intervalos de un cuarto de siglo a medio siglo entre sí. El último período de actividad fumarólica/freática comenzó en diciembre de 1985 y continuó al inicio de la preparación del presente informe (1988). En febrero, mayo y junio de 1986 ocurrieron pequeñas erupciones. Un análisis de las cenizas emitidas indica que estas erupciones fueron freáticas. La actividad magmática es muy posible en el futuro y puede ocurrir de acuerdo con escenarios basados en la actividad de volcanes similares (Arenal, Santa María, St. Helens) y podría ocasionar considerables daños. Se presentan un mapa fotogeológico y dos mapas de riesgo volcánico. Se puede prever que la dispersión de las cenizas que sean emitidas en el futuro dependerá de la época del año en que la dirección de los vientos sea predominante.

PALABRAS CLAVE: Volcán Tacaná, mapas de peligrosidad, Guatemala, México.

ABSTRACT

Tacaná Volcano, Guatemala/México is the volcano at the northwestern end of the Central American volcanic belt. It has erupted silicic andesites of calc-alkalic affinity and moderate K-enrichment. Tacaná has no record of magmatic eruptive activity in historic times, but has shown a pattern of brief periods of fumarolic and phreatic activity spaced one quarter to half a century apart. The latest started on December 1985 and continued at the time of preparation of this paper (1988). Small eruptions occurred in February, May and June 1986. Analysis of ashes indicates that the three eruptions were phreatic. Magmatic activity is likely in the future and may follow scenarios based on similar volcanoes (Arenal, Santa María, St. Helens) and result in considerable hazards. A photogeologic map and two volcanic hazard maps are presented. Ash dispersal will be influenced by the seasonal dependence on prevailing winds in Guatemala.

KEY WORDS: Tacaná Volcano, hazard mapping, Guatemala, Mexico.

1. INTRODUCCION

El volcán Tacaná se encuentra en las coordenadas 15°08'N y 92°06'W, en el extremo occidental del eje volcánico centroamericano (Figuras 1 - 3). Este eje tiene rumbo WNW y forma parte de una cadena que se extiende 1,300 km desde Guatemala hasta Costa Rica (Carr *et al.*, 1982; Araña y Ortiz, 1984).

La frontera entre Guatemala (Departamento de San Marcos) y México (Estado de Chiapas) pasa por la cima del volcán. El Tacaná es accesible desde Guatemala o desde México (Figura 4). El acceso guatemalteco es a través de 75 km de brecha en terreno montañoso, de San Marcos a Sibinal (7 km ENE de la cima), más varios kilómetros de camino a pie desde Sibinal a una altura de 1,500 metros. El acceso desde el lado mexicano es posible a pie desde Talquián (8 km SE de la cima), a una altura de 2,500 metros.

Este trabajo da una breve descripción de la geología del volcán Tacaná y lo compara con otros volcanes guatemaltecos y mexicanos según la morfología, la petrografía y la composición química de sus lavas. Se presenta un mapa fotogeológico y dos mapas de peligro volcánico del volcán

Tacaná. Se analiza el patrón de comportamiento del volcán y se explica el evento fumarólico de 1986-1987 en términos del patrón histórico. La evaluación de la peligrosidad volcánica del Tacaná se basa en la morfología del volcán, en la distribución de los depósitos volcánicos y en las características petrográficas y químicas de los mismos. Esta evaluación culmina en la postulación de tres escenarios posibles de actividad magmática futura del volcán Tacaná.

Antecedentes

El volcán Tacaná no ha sido cartografiado o descrito en detalle en la literatura anterior a 1988. La primera mención histórica del Tacaná se encuentra en Humboldt (1867), quien lo llama Volcán Soconusco. La Tabla 1 enlista algunas referencias, en su mayoría breves, sobre la actividad histórica del Tacaná. Existen también varias descripciones breves de la petrografía de las lavas andesíticas del volcán (Bergeat, 1894; Böse, 1905; Müllerried, 1951). Una breve interpretación geológica del volcán Tacaná fue recientemente publicada por De la Cruz y Hernández (1986). Cserna *et al.* (1988) han presentado un mapa fotogeológico preliminar con un resumen de la historia eruptiva del Tacaná.



Fig. 1. Vista del volcán Tacaná, hacia el oeste. Sibinal es visible en la esquina inferior izquierda de la foto.



Fig. 2. Acercamiento del Tacaná. El basamento aflora en el flanco izquierdo. Vista hacia el oeste.



Fig. 3. Localización del Tacaná y otros volcanes mencionados en el presente trabajo.

Tabla 1

Fuentes de información de la actividad histórica del Tacaná

Evento	Referencia
1855	de Montessus de Ballore, 1884* Sapper, 1896* Sapper, 1897 Sapper, 1917*
1878	Böse, 1903 Sapper, 1927*
1900-1903	Böse, 1903, 1905
1949-1950	Müllerried, 1951

* Actividad mencionada pero no descrita.

Marco geológico y tectónica regional

El eje volcánico de Centroamérica comienza cerca de la unión triple de las placas tectónicas de América del Norte, Cocos y Caribe; la placa de Cocos subduce la placa del Caribe (Molnar y Sykes, 1969; Carr *et al.*, 1982). Este eje es un cinturón de grandes estratovolcanes muy activos (Figura 3), el cual puede dividirse en segmentos con base en las alineaciones volcánicas y sísmicas observadas (Stoiber y Carr, 1973). Los volcanes Tacaná y Tajumulco son los de mayor elevación en Centro América y están localizados en un segmento que no ha mostrado actividad magmática en tiempos históricos.

Varias fallas transcurrentes atraviesan Guatemala. En el extremo norte del país se localiza el sistema de fallas Cuilco-Chixoy-Motagua-Polochic (Muehlberger y Ritchie, 1975; Rose *et al.*, 1975). Es una zona de fallamiento lateral izquierdo que penetra en el sur de México (Anderson *et al.*, 1973) y representa el límite entre las placas de América del Norte y del Caribe (Muehlberger y Ritchie, 1975). Este límite ha estado activo en los últimos 10 millones de años (Deaton y Burkart, 1984).

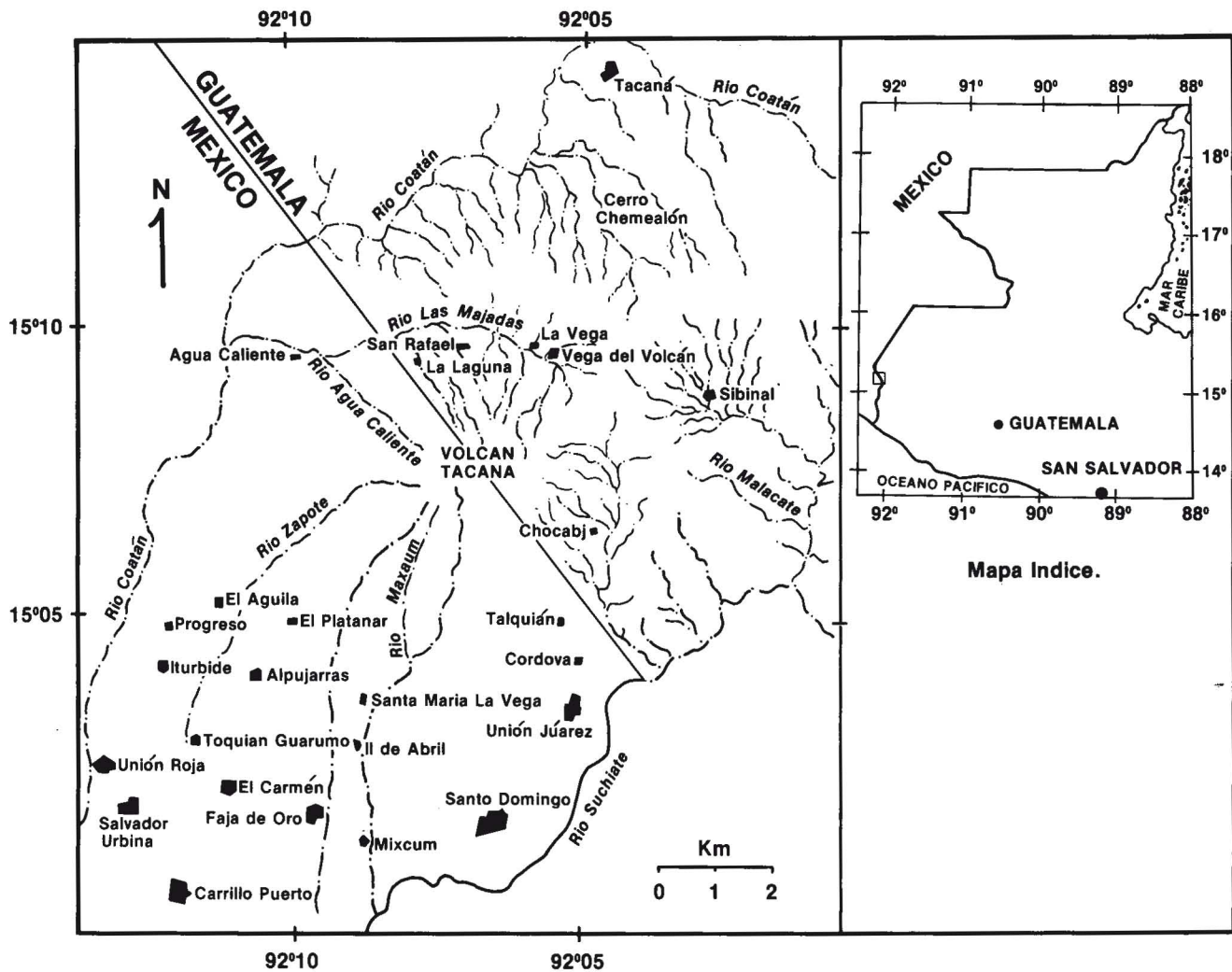


Fig. 4. Plano de acceso al volcán Tacaná.

Los volcanes mexicanos de edad cuaternaria localizados más al norte de la falla Polochic muestran características diferentes de los volcanes del eje centroamericano. En el Cinturón Volcánico de Chiapas, los volcanes son pequeños domos de composición intermedia que contienen esfena como parte de su mineralogía característica (Capaul, 1987). Los volcanes de este cinturón (incluyendo el Nicolás Ruiz, el Tzomtehuiz y El Chichón) surgen posiblemente a consecuencia de la subducción oblicua de la placa de Cocos bajo la placa de América del Norte (Minster y Jordan, 1978; Nixon, 1982).

El eje volcánico centroamericano puede dividirse en cuatro zonas morfotectónicas según la rotación de los bloques en las fallas transcurrentes (Burkart y Self, 1985). El Tacaná se encuentra en la zona morfotectónica I, sobre rocas del basamento, 30 km al sur de la falla Polochic. Así, la zona I estaría anclada en posición permanente y no estaría afectada por desplazamientos tectónicos.

Guatemala es parte de un bloque levantado de corteza continental de edad paleozoica (Dengo, 1973; Kilburg, 1979; Weyl, 1980). La corteza continental de Guatemala se

caracteriza por rocas metamórficas y plutónicas de composición granítica, cubiertas por sedimentos de edad Paleozoica Tardía a Terciaria (Weyl, 1980). Una violenta actividad volcánica explosiva de tipo calc-alcalino caracterizó al Terciario de Guatemala (Reynolds, 1980, 1987). Dicha actividad es similar al volcanismo del Cuaternario en el área, pero los volcanes del Cuaternario se encuentran generalmente al sur de las rocas del Terciario (Bonis *et al.*, 1970; Newhall, 1987).

Mapa fotogeológico y mapas de peligro volcánico

Se estudiaron fotos aéreas de cobertura estereoscópica del volcán Tacaná y sus áreas aledañas, cubriendo una área total de aproximadamente 300 km², para investigar la geomorfología del volcán, las unidades volcánicas reconocibles en su superficie y la estructura del basamento local. Las fotos aéreas utilizadas se listan en el Apéndice 1.

El mapa fotogeológico del Tacaná (Figura 5) se verificó mediante varios perfiles de la ladera oriental del volcán y un recorrido aéreo en helicóptero. La escasa cantidad de datos de campo no permite identificar todos los depósitos volcá-

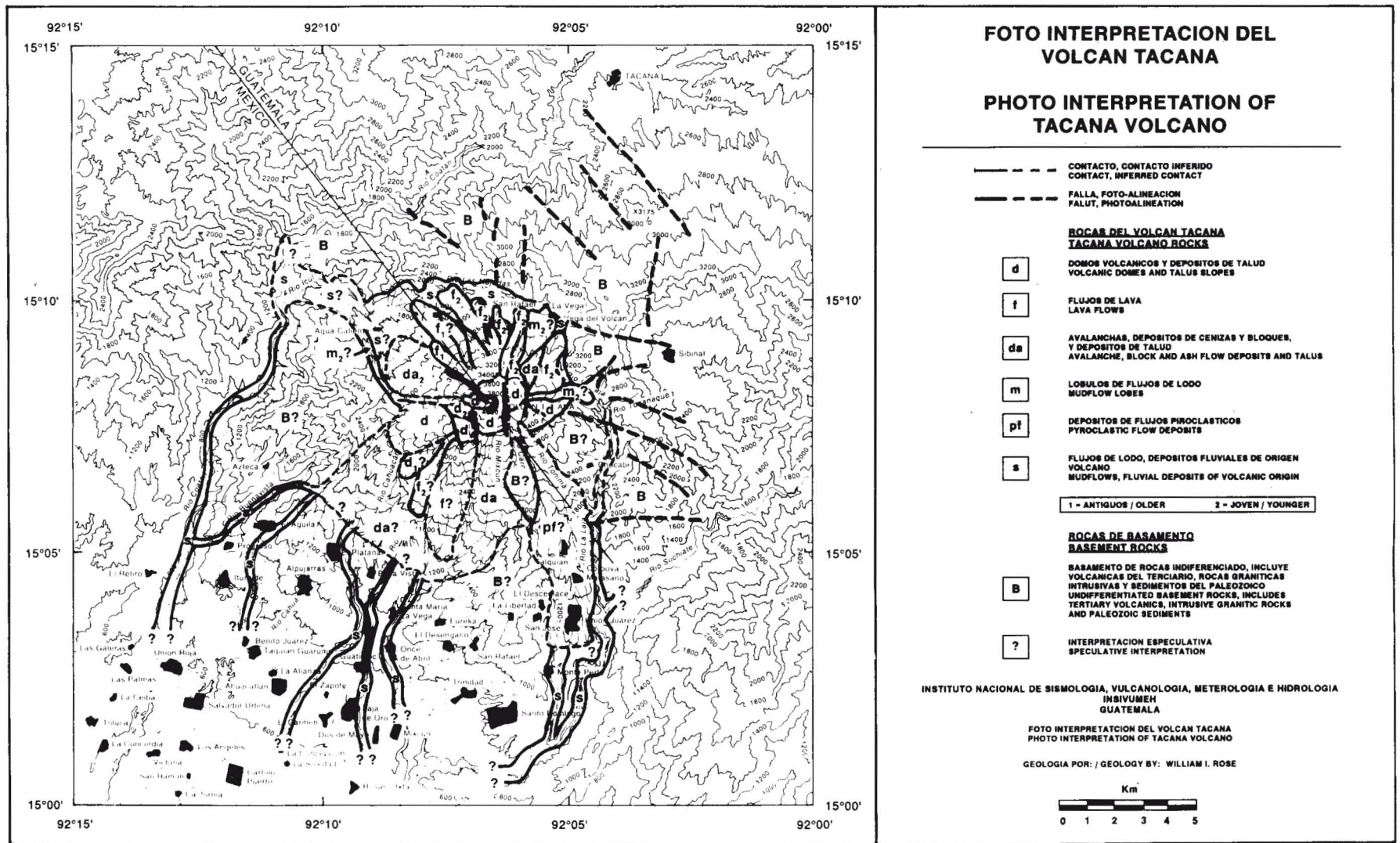


Fig. 5. Mapa fotogeológico del Tacaná.

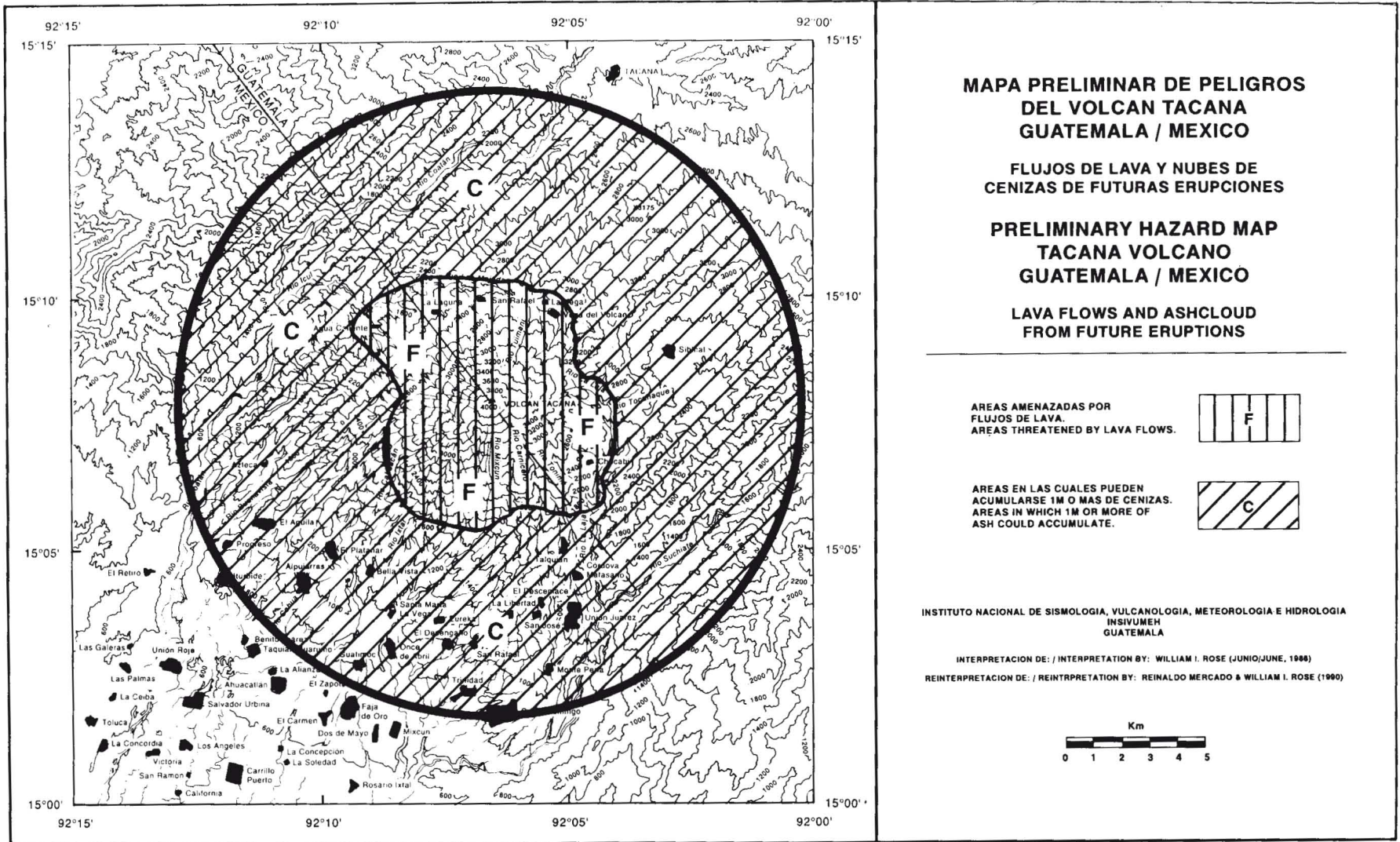
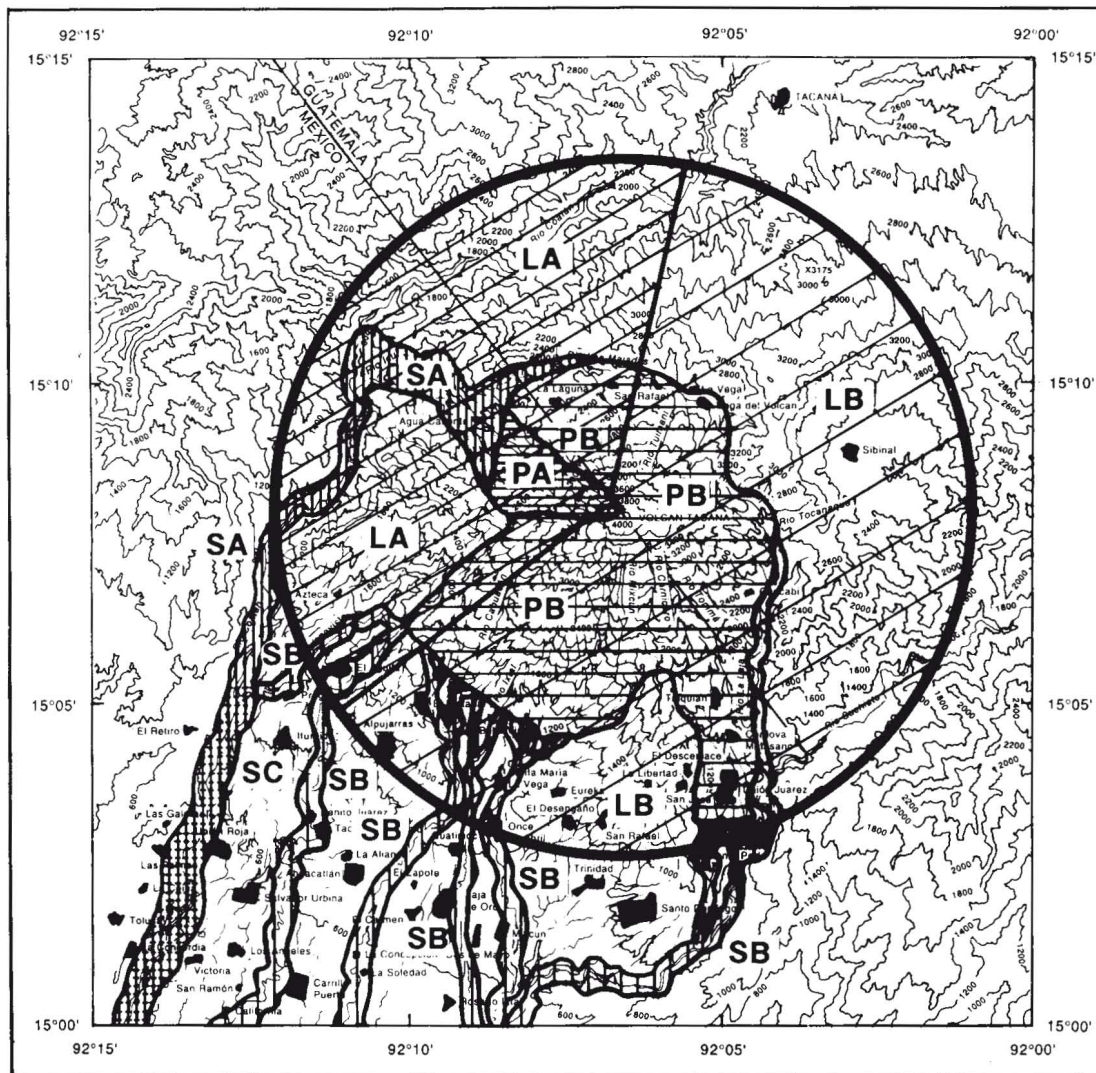


Fig. 6. Mapa preliminar de zonas de riesgo potencial de flujos de lava y depósitos de nubes de cenizas de futuras erupciones del Volcán Tacaná.



**MAPA PRELIMINAR DE PELIGROS VOLCANICOS
DEL VOLCAN TACANA:
PRELIMINARY VOLCANIC HAZARD MAP,
TACANA VOLCANO:**

**FLUJOS PIROCLASTICOS / PYROCLASTIC FLOWS
FLUJOS DE LODO E INUNDACIONES/
MUDFLOWS AND FLOODS
EXPLOSIONES LATERALES / LATERAL BLASTS**

ZONAS DE PELIGROS VOLCANICOS

	FORMACION DE DOMO EN EL FLANCO NO	FORMACION DE DOMO EN LA CIMA O EN OTRO FLANCO
ZONAS QUE PUEDEN SER AFECTADAS POR BLOQUES Y FLUJOS DE CENIZAS, OTROS FLUJOS PIROCLASTICOS, FLUJOS DE LODO E INUNDACIONES	PA	PB
ZONAS QUE PUEDEN SER AFECTADAS POR FLUJOS DE LODO E INUNDACIONES	SA	SB
ZONAS QUE PUEDEN SER AFECTADAS POR EXPLOSIONES LATERALES	LA	LB

VOLCANIC HAZARD ZONES

	FORMATION OF DOMO ON NW FLANK	FORMATION OF DOMO AT SUMMIT OR ANOTHER FLANK
ZONES THAT COULD BE AFFECTED BY BLOCK AND ASHFLOWS, OTHER PYROCLASTIC FLOWS, MUD FLOWS AND FLOODS	PA	PB
ZONES THAT COULD BE AFFECTED BY MUD FLOWS AND FLOODS	SA	SB
ZONES THAT COULD BE AFFECTED BY LATERAL BLASTS	LA	LB

INSTITUTO NACIONAL DE SISMOLOGIA, VULCANOLOGIA, METEOROLOGIA E HIDROLOGIA
INSIVUMEH
GUATEMALA

INTERPRETACION DE: / INTERPRETATION BY: WILLIAM I. ROSE (JUNIO/JUNE, 1986)
REINTERPRETACION DE: / REINTERPRETATION BY: REINALDO MERCADO & WILLIAM I. ROSE (1990)



Fig. 7. Mapa preliminar de áreas de riesgo potencial de futuros flujos piroclásticos, flujos de lodo e inundaciones, y explosiones laterales del Volcán Tacaná.

nicos visibles en las fotos aéreas como pertenecientes a un tipo específico de erupción volcánica. Tales depósitos se señalaron con signo de interrogación (?). A pesar de esas limitaciones, el mapa describe adecuadamente el patrón de distribución de los depósitos volcánicos y la geomorfología juvenil del volcán.

Se prepararon dos mapas de peligro volcánico del Tacaná. La Figura 6 muestra el mapa preliminar de zonas de peligro potencial de flujos de lava y caídas de cenizas en futuras erupciones del volcán. La Figura 7 presenta el mapa preliminar de las áreas de peligro potencial de flujos piroclásticos futuros, flujos de lodo e inundaciones y explosiones laterales del volcán Tacaná. Son numerosos los centros de población en Guatemala y México que se encuentran en áreas propensas a ser afectadas por la actividad de este volcán. Algunos de los centros poblados potencialmente amenazados se listan en la Tabla 2.

La técnica y metodología de la evaluación del peligro volcánico es la de Crandell y Mullineaux (1975). Blong (1984) da una magnífica descripción y discusión de los diversos riesgos volcánicos. Tilling (1989) define "peligro volcánico" como "un fenómeno volcánico que presenta una amenaza a la vida y economía en una región para un período de tiempo", y define "riesgo volcánico" como "la probabilidad de que ocurra una pérdida (de vida, propiedad, capacidad de producción, etc.) dentro de una región expuesta al peligro volcánico". Así, la definición de riesgo volcánico incluye los factores socioeconómicos. El presente trabajo discute el peligro volcánico del Tacaná con base en la definición de Tilling (1989).

2. PELIGRO VOLCANICO

Basamento

La cumbre del Tacaná se eleva a 1,800 m por encima del basamento local, hasta un total de 4,030 m (Mooser *et al.*, 1958). El volumen total del volcán es difícil de calcular, debido a la topografía irregular del basamento, pero estimamos que es de 20 a 30 km³. En México, la topografía del basamento es generalmente inclinada hacia el suroeste. En Guatemala, la topografía y el drenaje son irregulares y montañosos, mientras que en México la inclinación general hacia el suroeste produce una serie sub-paralela de valles fluviales con rumbo SSO. Estos valles son de especial interés para la evaluación del peligro y riesgo volcánico, dado que éstos son influenciados en gran medida por la topografía y la gravedad.

La topografía irregular del basamento limita la extensión y dirección de los distintos aspectos del peligro volcánico controlado por la gravedad. El basamento alcanza mayores elevaciones en 1 - Cordillera Las Majadas, al norte de San Rafael (Guatemala), 2 - La cordillera de rumbo norte que corre paralelamente al este del Río La Laja (Guatemala), 3 - El área suroeste de Agua Caliente, entre los ríos Coatán y Zapote (México), y 4 - El área al sur de la cima del volcán y el área al oeste y noroeste de Unión Juárez.

Otro posible punto alto del basamento se localiza al este de la cima y al oeste del Río La Laja. Este bloque curvo de basamento (Figura 5) podría representar el vestigio de una caldera (De la Cruz y Hernández, 1986) la cual ha sido rellenada por las lavas del Tacaná. Las fotografías de satélite (SKYLAB) muestran la presencia de estructuras circulares al norte y al este de la cima del Tacaná, las cuales podrían ser interpretadas como antiguas calderas (Rose *et al.*, 1975). Estructuras similares se han cartografiado en el área de Atitlán (Newhall, 1987).

Las rocas intrusivas del basamento incluyen granito, tonalita y granodiorita, cuyas edades radiométricas fluctúan entre 14.9 y 22.2 Ma (Damon y Montesinos, 1978; Múgica, 1979). El patrón estructural del basamento se manifiesta en una serie de fallas con rumbo WNW, similar al rumbo del Eje Volcánico. Numerosos eventos sísmicos asociados con la reciente crisis del volcán Tacaná tuvieron localizaciones epicéntricas de 10 - 20 km al este del volcán y alineamientos en grupos de rumbo noroeste (Sánchez y Quevec, 1986, comunicación personal).

Flujos de lodo y depósitos fluviales de origen volcánico

Tres depósitos lobulares de lodo se identificaron en las laderas occidental, septentrional y oriental del cono volcánico (Figura 5). Estos depósitos demuestran que las erupciones prehistóricas del Tacaná produjeron lahares, los cuales afectaron las laderas superiores del volcán. No tuvimos la oportunidad de examinar los valles fluviales en las laderas inferiores del volcán, pero es lógico suponer que los depósitos laháricos están presentes en los mismos.

Los flujos de lodo se amoldan a la topografía local y bajan por los valles fluviales. El espesor de los lahares puede mostrar grandes variaciones (Mullineaux y Crandell, 1962). Estos flujos de lodo pueden originarse por erupciones freáticas. La actividad lahárica es uno de los riesgos más graves y de mayor peligrosidad en cualquier actividad volcánica. Su potencial destructivo es inmenso, como lo demuestra el desastre del Nevado del Ruiz en 1985 (Herd, 1986; Naranjo *et al.*, 1986).

La actividad lahárica es común en los volcanes guatemaltecos. Davies *et al.* (1978) y Vessell y Davies (1981) documentaron el peligro lahárico del volcán Fuego; con las lluvias, los depósitos de la erupción de 1974 propiciaron la generación de lahares en los ríos al sur del volcán. Los puentes río abajo del volcán fueron destruidos por las lluvias después de cada erupción del Fuego (Bonis y Salazar, 1973). Boothby (1978) describe grandes depósitos laháricos provenientes del volcán Fuego en los llanos costeros de Guatemala.

También se observan depósitos laháricos en el volcán Santiaguito. Los lahares se producen con las lluvias que arrasaron, por ejemplo, los depósitos de ceniza de la erupción del volcán Santa María en 1902 (Sapper, 1903a, 1903b). El drenaje del Río Samalá sufrió dramáticas perturbaciones a consecuencia de esta erupción, aún años después de ella

Tabla 2

Poblaciones potencialmente amenazadas por el Tacaná

<u>GUATEMALA</u>	I Lahares e inundaciones	II Lluvia de cenizas	III Explosiones laterales	IV Coladas piroclásticas	V Coladas de lava
Chocabj	X	X	X	X	X
La Laguna	X	X	X	X	X
La Vega	X	X	X	X	X
San Rafael	X	X	X	X	X
Sibinal		X	?		
Tacaná		?			
Vega del Volcán	X	X	X	X	X
<u>MEXICO</u>					
Agua Caliente	X	X	X	?	X
Ahuacatlán	?	?			
Alpujarras		X	X		
Azteca		X	X		
Bella Vista	X	X	X	?	
Benito Juárez	X	?			
California	X	?			
Carrillo Puerto	X	?			
Córdova Matasano	X	X	X	X	
Dos de Mayo	?	?			
El Aguila	X	X	X	?	
El Carmen	?	?			
El Desengaño		X	X		
El Desenlace		X	X		
El Platanar	X	X	X	?	
El Retiro		?			
El Zapote	?	?			
Eureka		X	X		
Faja de Oro	X	?			
Guatimoc	X	X	?		
Iturbide	?	X			
La Alianza	?	?			
La Ceiba	?	?			
La Concepción	X	?			
La Concordia	X	?			
La Libertad		X	X		
La Soledad	X	?			
Las Galeras	?	?			
Las Palmas	X	?			
Los Angeles		?			
Mixcum	X	?			
Monte Perla	X	X	X	?	
11 de Abril	X	X	X	?	
Progreso	X	X			
Rosario Ixtal	?	?			
Salvador Urbina	?	?			
San José		X	X		
San Rafael		X	X		
San Ramón		?			
Santa María la Vega	?	X	X	?	
Santo Domingo	?	X			
Talquían	X	X	X	X	
Taquían Guarumo	X	?			
Toluca	?	?			
Trinidad		X	?		
Unión Juárez	X	X	X	X	
Unión Roja	X	?			
Victoria		?			

(Kuenzi *et al.*, 1979). La actividad de 1929 del Santiaguito produjo extensas coladas piroclásticas que descendieron por el cauce del Río Tambor (Sapper y Termer, 1930; Rose, 1987a). Otras coladas piroclásticas más recientes, generalmente menores que las de 1929, suelen afectar el drenaje del Santiaguito. Los lahares secundarios relacionados con las coladas piroclásticas y las extrusiones dómicas del Santiaguito son un problema serio en el Río Samalá y sus tributarios, y han representado un considerable problema durante el período de baja actividad (1975-1987) en el Santiaguito (Rose, 1987a).

El peligro más probable de la actividad del Tacaná resulta de la generación de lahares e inundaciones, que podrían llegar a tener grandes extensiones debido al fuerte gradiente gravitacional y a las enormes perturbaciones que podría ocasionar en los cauces de los ríos que drenan el volcán. Si el Tacaná entra en un período de actividad magmática eruptiva, serán prácticamente inevitables extensas inundaciones y lahares producidos como resultado de la actividad freática. El peligro de inundaciones y flujos de lodo podrá continuar durante meses o hasta años después de finalizar el período de erupciones magmáticas. Las cenizas frescas producidas por la erupción serían rápidamente removidas por las lluvias si la erupción ocurre durante la época lluviosa, lo cual incrementará el peligro inmediato de inundaciones y flujos de lodo. De ocurrir la erupción durante la

temporada seca, las cenizas permanecerán en los valles fluviales hasta que lleguen las lluvias. Esto significaría una reducción del peligro inmediato, pero las inundaciones y flujos de lodo ocurrirán al llegar las lluvias y para entonces habría disminuído la percepción de la magnitud del peligro de parte de la población local. Hay que señalar que los guatemaltecos, en su mayoría, manifiestan una gran percepción y conciencia de los peligros volcánicos. No obstante, como el Tacaná, al igual que su vecino el Tajumulco, no ha mostrado actividad significativa en tiempos históricos, ello introduce un elemento de incertidumbre acerca del nivel de concientización de la población local.

Las inundaciones y flujos de lodo (Figuras 8 y 9) son muy posibles río abajo de cualquier flanco del Tacaná en el cual ocurra actividad eruptiva en el futuro. Si la actividad eruptiva se localiza en la cima del volcán, cualquiera de sus flancos podrá ser afectado por inundaciones y flujos de lodo. En cambio, si la actividad eruptiva se localiza en el flanco NW, como parecen sugerir los eventos de 1986-1987, los peligros se concentrarán especialmente (aunque no exclusivamente) en los cauces de los ríos Agua Caliente, Coatán, Zapote, Maxaum y Suchiate, en el lado mexicano. En Guatemala, los ríos Las Majadas y Tocanaque también serían afectados, pero es de temer que el mayor peligro se concentre en el lado mexicano del volcán.



Fig. 8. Depósito lahárico (?) lobulado, cerca de la Haciendita. La vista es hacia el sur, hacia Unión Juárez.



Fig. 9. Vista del Valle de San Rafael, en el flanco NNE del volcán. Este valle puede ser seriamente afectado por lahares y otros riesgos volcánicos, de reanudarse la actividad eruptiva del volcán Tacaná.

Depósitos de avalancha, derrames de cenizas y depósitos de talud.

Se identificaron dos zonas principales con este tipo de depósitos. La primera se localiza en el flanco occidental del volcán, en la cabecera del Río Agua Caliente. La segunda zona se encuentra en el flanco sur, entre el Río Zapote y el área al WNW de Talou (México). Otra zona menor de estos depósitos se localiza en la ladera ENE del Tacaná, cerca de la cabecera del Río Las Majadas. Los depósitos de coladas piroclásticas del Tacaná son similares a los descritos por Davies *et al.* (1978) en el volcán Fuego o a los del Santiaquito (Stoiber y Rose, 1969; Rose *et al.*, 1977). Los derrames piroclásticos relativamente pequeños producidos por el Tacaná habrán de afectar mayormente al área inmediata a los taludes de los domos y a los valles que drenan las laderas del volcán. Explosiones secundarias similares a las observadas en las coladas piroclásticas del Fuego (Bonis y Salazar, 1973) podrían ocurrir en las del Tacaná, pero representarían escaso peligro adicional.

Principales depósitos de coladas pumíticas

Interpretamos el área SSW de la cima del Tacaná, que se extiende hasta Córdoba y Unión Juárez, como un gran depósito de colada pumítica. Este depósito deberá ser muestreado para determinar su composición química y edad ra-

diométrica, a fin de determinar su relación con el volcán Tacaná.

Las coladas pumíticas no son tan frecuentes como otros peligros volcánicos, pero pueden tener efectos devastadores. Estas coladas se mueven por fuerza gravitacional (Wilson, 1980) y por lo tanto son influenciadas, pero no totalmente controladas, por la topografía. Las coladas tenderán a ser canalizadas en los valles, aunque existe la posibilidad de que puedan romper barreras topográficas. Son comunes en muchos volcanes centroamericanos y caribeños, pero no han sido frecuentes en las erupciones históricas de los mismos. Se han observado coladas pumíticas activas en Mount St. Helens (Hobblit *et al.*, 1981) y Mt. Pelée (Lacroix, 1904; Perret, 1937).

En el último día de nuestro trabajo de campo localizamos un gran depósito pumítico riolítico (Figura 10) en el valle del Río Coatán, en las afueras del poblado de Tacaná, 12 km al NNE del volcán. Este depósito es una colada piroclástica no-soldada, la cual aparenta rellenar las depresiones topográficas en el Río Coatán. El depósito tiene un espesor de más de 40 m y, a diferencia de las lavas del Tacaná, tiene composición de una riolita de biotita (Tabla 3). No creemos que este depósito haya sido originado por una erupción del Tacaná, dada la ausencia de afloramientos del mismo en las cercanías del volcán y la enorme barrera topo-



Fig. 10. Unión Juárez, vista desde La Haciendita. La topografía plana de esta área es interpretada como parte de un gran derrame piroclástico pumítico.

Tabla 3

Análisis químicos de pómicés de colada piroclástica en el valle del Río Coatán, en las afueras del poblado de Tacaná

	1 RT-4	1 RT-9	2 Pomices de los Chocoyos
SiO ₂	77.32	78.44	68.24 - 77.61
TiO ₂	0.16	0.13	0.10 - 0.046
Al ₂ O ₃	13.44	12.16	12.69 - 14.85
Fe ₂ O ₃ *	0.90	0.69	0.64 - 5.47
MnO	0.08	0.08	N/A
MgO	0.23	0.21	0.17 - 0.98
CaO	0.68	0.59	0.77 - 3.51
Na ₂ O	3.06	3.51	3.26 - 4.95
K ₂ O	4.10	4.17	1.87 - 4.68
P ₂ O ₅	0.03	0.02	0.02 - 0.10
TOTAL	100.00	100.00	

* Fe Total expresado como Fe₂O₃.

Rb	113	124	56 - 117
Sr	75	63	78 - 423
Zr	52	47	55 - 207
Ba	1011	958	890 - 1140
La	21	8	20.4 - 33.3

1. Pómicés del Río Coatán

2: Valores mínimos y máximos de 31 pómicés en el Valle de Quetzaltenango y cercanías de Los Chocoyos (Rose *et al.*, 1987).

gráfica (> 2,800 m) entre el volcán y el depósito. Los análisis de ^{14}C indican una edad mayor de 40,000 años para este depósito (Meyer-Rubin, 1987, comunicación personal). Al presente no es posible determinar la fuente exacta de este depósito, pero sugerimos dos posibles orígenes del mismo:

(1) Con base en su expresión geomorfológica, el Cerro Chemealón puede ser un domo volcánico. Es posible que este domo haya tapado el cráter eruptivo del cual surgió la colada pumítica. En este caso, la colada recorrió una distancia de 7 km a un relieve de 1,000 m. La ausencia de afloramientos de este depósito en las carreteras de la región de Xujchay se opone a esta interpretación; no obstante, es recomendable efectuar un estudio detallado del Cerro Chemealón.

(2) Otra posibilidad es que este depósito constituya una ocurrencia distal de la Ceniza de Los Chocoyos ("Los Chocoyos Ash"), la cual fue arrojada por la Caldera de Atitlán hace 85,000 años. Los análisis químicos (Tabla 3) de muestras de dos pómez de este depósito indican una composición riolítica y una concentración de elementos traza compatibles con la composición química de la Ceniza de Los Chocoyos (Rose *et al.*, 1987). Será necesario el análisis químico de los minerales de este depósito para confirmar esta correlación. De confirmarse, el depósito del poblado de Tacaná constituiría un ejemplo de "valley pond" de Los Chocoyos de los más distantes de su fuente. El depósito se encuentra a 100 km de la Caldera de Atitlán, a una elevación de 2,200 m, y hay barreras topográficas de 2,800 m entre el mismo y la Caldera de Atitlán. La Ceniza de Los Chocoyos ha sido identificada en Cuilco, 18 km al NE del poblado de Tacaná (105 km de Atitlán) a una elevación de menos de 1,500 m (Hahn *et al.*, 1979). La extraordinaria distribución de estos depósitos no-soldados en los valles indica una colada piroclástica de gran movilidad, la cual pudo haber sido emplazada a consecuencia del colapso de una inmensa columna eruptiva (Rose *et al.*, 1987). Este depósito demuestra que áreas sumamente grandes pueden ser afectadas por erupciones. Afortunadamente, las erupciones de esta magnitud son poco frecuentes y no constituyen una preocupación inmediata (Figura 11).

Coladas de lava

Se localizaron coladas de lava andesítica y dacítica en el flanco norte del Tacaná. Las fotos aéreas indican otras en el flanco sur. Las coladas tienen un espesor de 20 a 40 m y una extensión de 2,500 m en el flanco norte y 4,000 m en el flanco sur, con anchura de 1,000 y 1,500 m en los flancos norte y sur respectivamente. Exhiben depósitos asociados de avalanchas y coladas piroclásticas (Figura 12).

Las áreas más propensas a ser afectadas por futuras coladas de lava se señalan en la Figura 6. Estas áreas se definen con base en las coladas observadas en el campo. Las futuras coladas tenderán a ser de movimiento lento, caracterizadas por bloques, y de considerable espesor. Serán



Fig. 11. Detalle de afloramiento de depósito de 40+ m de espesor de colada piroclástica en las afueras del pueblo de Tacaná. Su origen es enigmático, pero podría ser una ocurrencia distal de la Ceniza de Los Chocoyos.

acompañadas por avalanchas y coladas piroclásticas más abajo de su frente; las zonas situadas río abajo de las coladas serán afectadas por inundaciones y lahares. Las poblaciones de Chocabj, Vega del Volcán, La Vega, San Rafael y La Laguna son propensas a ser afectadas por futuras coladas de lava. Hay barreras topográficas que protegen a Sibinal contra las coladas de lava.



Fig. 12. Vista de las coladas de lava del Tacaná. El grado de revegetación de las mismas indica una edad de varios cientos de años.

Las coladas del Tacaná muestran una gran similitud geomorfológica, química y petrográfica con las del Tolimán (Guatemala) descritas por Penfield *et al.* (1986) y Halsor y Rose (1988), y con las del Volcán Arenal (Costa Rica) descritas por Minakami *et al.* (1969), Borgia *et al.* (1983) y Cigolini *et al.* (1984). Las coladas del Arenal muestran tres etapas dinámicas (Borgia *et al.*, 1983): (1) etapa inicial, que comienza con la efusión de lava en el cráter y tiene un espesor de 0.5 a 1 m, que aumenta a 10-15 m, con ancho de 25-30 m, temperatura de 980-1020°C y desplazamiento de 50-70 m/día; (2) etapa madura, observada a medida que la colada alcanza la base del cono; la colada se torna continua y relativamente uniforme, con extensión de 50-80 m, anchura máxima de 400-500 m y hasta 100 m de espesor, desplazamiento de 30-40 m/día, y (3) etapa de colapso, que ocurre cuando el magma deja de manar del cráter, con desplazamiento de 50 m/día. El volumen total del magma producido por el Arenal entre 1968 y 1980 fue calculado por Wadge (1983) en $304 \times 10^6 \text{ m}^3$ (equivalente en roca densa). El parecido entre la superficie del Tacaná y la actividad de coladas de lava del Arenal entre 1968 y 1987 (Minakami *et al.*, 1969; Borgia *et al.*, 1983; Cigolini *et al.*, 1984) constituye la base de nuestro "Escenario tipo Arenal" para una posible actividad futura del Tacaná.

Domos volcánicos

La cumbre del Tacaná es simétrica y alargada y está dominada por una serie de domos volcánicos exogénicos extruídos con rumbo NE. Su localización parece estar controlada por una serie de fallas normales de rumbo norte. Estas fallas coinciden con muchos de los domos y también con la fumarola de 1986-1987.

El complejo de domos indica un estilo de actividad similar al de volcanes tales como el St. Helens (Washington, E.U.A.) el Santa María-Santiaguito (Guatemala) y el Mont Pelée (Martinica). El carácter dómico del Tacaná indica una historia de eventos relativamente pasivos, similar al Santiaguito. Los domos podrían haber surgido luego de un evento explosivo precursor, tal como la erupción de 1902 del Santa María fue precursora del domo del Santiaguito (Rose, 1972a, 1972b) y la erupción de 1902 del Mont Pelée fue seguida por un episodio de crecimiento de domo (Lacroix, 1904; Perret, 1937).

El crecimiento de domos es un evento relativamente pasivo; sin embargo, tiene considerables peligros asociados. Cierta grado de actividad explosiva se presenta frecuente-

mente asociada a episodios dómicos. Newhall y Melson (1983) describen tres tipos de actividad explosiva asociada con episodios de crecimiento dómico: (1) erupciones explosivas relativamente menores, (2) erupciones explosivas de gran magnitud, y (3) generación de coladas piroclásticas a consecuencia del colapso gravitacional del domo. La actividad explosiva puede ocurrir antes y/o después del inicio del crecimiento dómico. El Santiaguito es un ejemplo de la ocurrencia de este tipo de actividad energética esporádica asociada con el crecimiento de domos.

La formación de domos en el flanco del Volcán Tacaná podría conducir a la generación de coladas piroclásticas y avalanchas y, posiblemente, a la generación de coladas piroclásticas pumíticas (Sheridan, 1979). El colapso dómico podría generar nubes ardientes dirigidas lateralmente, tales como las observadas en el Mont Pelée (Roobol y Smith, 1975, 1976).

Los futuros episodios de crecimiento dómico en el Tacaná podrían ser similares a los descritos por Swanson *et al.* (1987) para el período de actividad del St. Helens entre 1981 y 1983, o similares al crecimiento del Santiaguito desde 1922 (Rose, 1973a, 1987a). Un episodio semejante en el Tacaná podría generar coladas piroclásticas tales como las producidas por el Santiaguito (Rose, 1970, 1973a, 1973b, 1987a; Rose *et al.*, 1977). Un episodio de creci-

miento dómico podría ocurrir en cualquier flanco del Tacaná, pero es más probable que ocurra en la zona de domos con rumbo NE observada en la Figura 5. Otra posibilidad, sugerida por la localización de la fumarola de 1986-1987, es que ocurra en el flanco NW del volcán, en cuyo caso las áreas alrededor de la cabecera del Río Agua Caliente serían seriamente afectadas. La depositación de dicho material volcánico del domo eventualmente habrá de generar lahares e inundaciones río abajo.

El carácter dómico del Tacaná, en adición a los depósitos plinianos observados, sugiere que su historia eruptiva es similar a la actividad del Santa María-Santiaguito durante este siglo. Una violenta erupción pliniana del Tacaná (sugerida por depósitos de ceniza de más de 3 m de espesor) ha precedido varios de los eventos de formación de domos. Inferimos que por lo menos una erupción catastrófica tuvo lugar en el pasado y fue seguida por crecimiento de domos. Dicho episodio constituye la base de uno de los escenarios de actividad eruptiva futura que serán discutidos más adelante.

Depósitos de ceniza

Hay depósitos de ceniza a distancias de hasta 20 km de la cima del volcán. La localización de dichos depósitos se señala en la Figura 13. Depósitos plinianos de más de 3 m

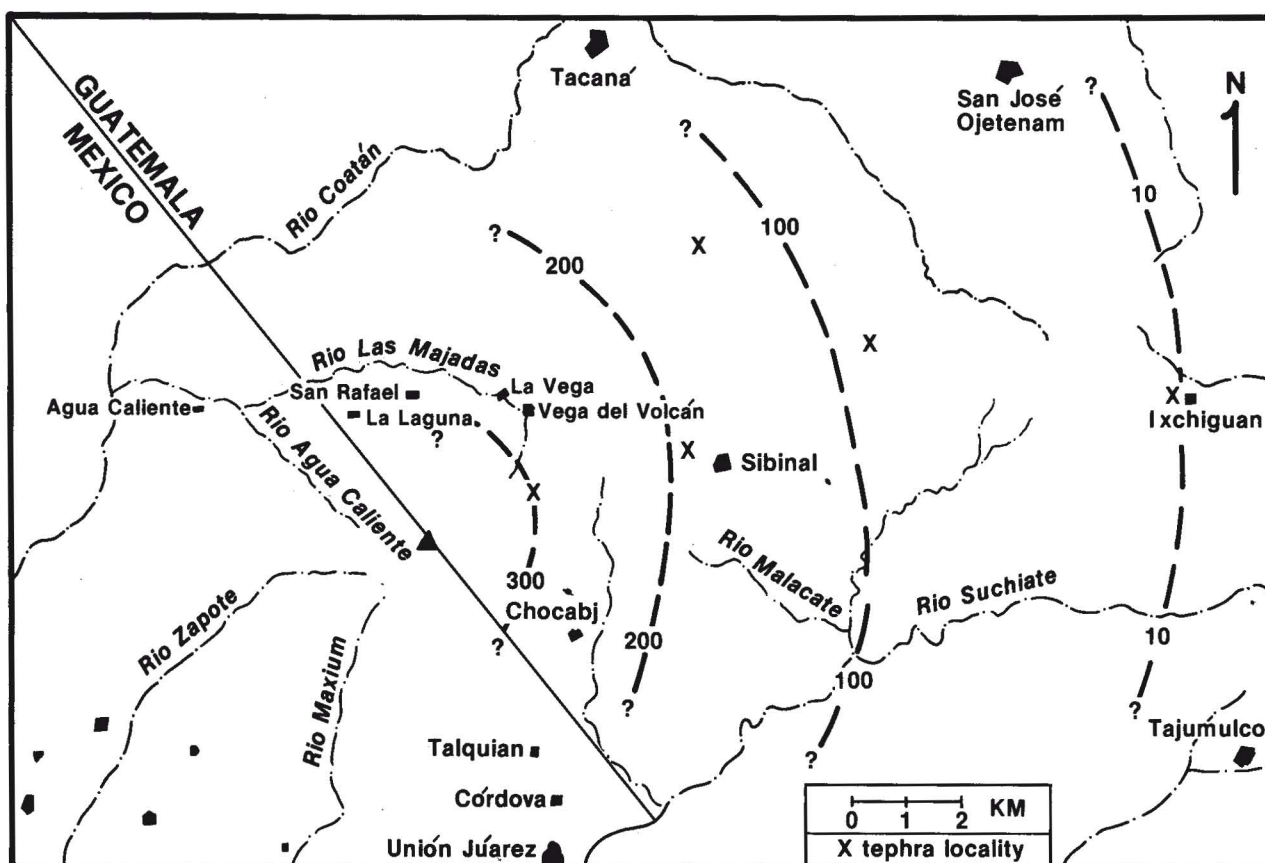


Fig. 13. Mapa de Isopacas de depósitos de ceniza del Tacaná.

Tabla 4

Mineralogía de las rocas volcánicas del Tacaná.

	Principales minerales félsicos	Principales minerales máficos	Accesorios
Lavas y rocas de domo	Plag.	Cpx. = Opx	Mag., Qtz., Olv., Hbld.
Pómices de depósitos de caída de ceniza	Plag.	Cpx.	Mag., Qtz., Olv., Hbld.
Líticos de la chimenea de 1986 - 1987	Plag.	Cpx.	Mag., Qtz., Olv.

Plag.	= Plagioclasa	Olv.	= Olivino
Qtz.	= Cuarzo	Hbld.	= Hornblenda
Cpx.	= Clinopiroxeno	Mag.	= Magnetita
Opx.	= Ortopiroxeno		

de espesor fueron observados sobre el basamento, en La Haciendita. Esta unidad de ceniza pliniana precede a las lavas superficiales del cono, pero la asignamos a una erupción del Tacaná, pues su espesor aumenta considerablemente en la dirección del volcán y su composición química es similar a la de las lavas del Tacaná (ver sección de Geoquímica, Tablas 5 y 6). Esta unidad tiene un metro de espesor en Sibinal (Figura 14) y puede seguirse hasta Ixchiguan (19 km) donde tiene 15 cm de espesor.

Los depósitos secuenciales de ceniza observados en los afloramientos de los caminos entre Sibinal y los poblados de Tacaná e Ixchiguan sugieren que el volcán Tacaná ha tenido por lo menos tres erupciones plinianas en su historia.

Las áreas adyacentes al volcán potencialmente amenazadas por una acumulación de más de un metro de ceniza se señalan en la Figura 6. Estas áreas fueron definidas con base en los depósitos de ceniza observados. Los riesgos asociados a nubes de ceniza son mayores en el lado mexicano del volcán, debido a la mayor densidad de población. Hay numerosos centros en el lado mexicano que podrían ser afectados por acumulaciones de ceniza de más de un metro.

La dirección de los vientos en el momento de la erupción juega un papel crucial en la determinación de las áreas amenazadas por caídas y acumulaciones de ceniza. La dirección del viento a alturas de 3,000 a 15,000 m sobre la ciudad de Guatemala (Figura 15) indica, según INSIVUMEH (Guatemala) que los vientos del este/noreste predominan durante la temporada de lluvias (junio a octubre); sólo un 40% del tiempo el viento sopla de una dirección distinta de 40° - 90°. En cambio, el viento del oeste/suroeste domina en la temporada seca (diciembre a abril) y sólo un 35% del

tiempo difiere de 220° - 270°. De ocurrir una erupción entre los meses de junio y octubre, las nubes de ceniza tenderán a moverse en dirección a México; en cambio, los vientos del poniente se llevarían la nube de ceniza hacia Guatemala, de ocurrir una erupción entre noviembre y mayo. Esta predicción es estadística, ya que la dirección de los vientos en un día determinado puede ser distinta de la dirección promedio. Así, la ceniza de la erupción del volcán Fuego en febrero de 1973 fue transportada principalmente hacia el sureste. Los depósitos históricos de ceniza que han sido cartografiados en Guatemala, como en las erupciones de 1971 y 1974 del volcán Fuego y en la erupción de 1902 del Santa María, indican que las nubes de ceniza cayeron hacia el oeste; esas erupciones ocurrieron durante la temporada seca.

Colapso del cono y explosiones laterales

Los conos volcánicos concentran grandes masas de rocas a altas elevaciones del terreno. Pueden sufrir colapsos catastróficos, los cuales pueden afectar zonas de cientos de kilómetros cuadrados. Los riesgos asociados con colapso de domos y explosiones laterales se cuentan entre los más dramáticos provenientes de la actividad volcánica, como fue el caso en la erupción de 1980 en el volcán St. Helens. Algunos "megabloques" (Ui, 1983), de cientos de metros de altura, pueden deslizarse a grandes distancias. Estas avalanchas pueden convertirse en lahares si se mezclan con agua (Crandell, 1971) o en coladas piroclásticas (Voight *et al.*, 1981). El emplazamiento de estos depósitos de avalancha abarca desde simples avalanchas sin actividad explosiva significativa, hasta avalanchas acompañadas de violentas explosiones magmáticas y freatomagmáticas, debido a la súbita liberación de presión en una cámara magmática somera (Siebert, 1984).

Tabla 5

Composición química de las lavas y líticas del Tacaná. Todos los análisis fueron recalculados a 100%.

	TA-1	TA-2	TA-3A	TA-3B	TA-3C	TA-4A	TA-4B	TA-4C	VL-3 ⁺	VL-4 ⁺	VL-5 ⁺
SiO ₂	62.00	63.21	61.05	61.12	61.66	62.72	62.71	58.84	63.63	63.39	63.57
TiO ₂	0.74	0.64	0.75	0.74	0.68	0.67	0.65	0.76	0.62	0.63	0.62
Al ₂ O ₃	17.57	17.39	17.94	18.01	18.48	17.73	17.75	19.07	17.40	17.93	17.56
Fe ₂ O ₃ * *	5.48	4.85	5.74	5.36	5.23	4.94	4.78	6.31	4.48	4.39	4.16
MnO	0.13	0.12	0.14	0.11	0.12	0.13	0.12	0.16	0.12	0.13	0.12
MgO	2.40	1.98	2.24	2.58	1.96	1.79	1.78	2.10	1.83	1.55	1.76
CaO	5.99	5.69	6.40	6.23	5.88	6.01	6.16	7.41	5.71	6.01	6.18
Na ₂ O	3.43	3.68	3.52	3.87	3.70	3.61	3.64	3.15	3.77	3.55	3.64
K ₂ O	2.13	2.26	2.06	1.80	2.12	2.22	2.22	1.93	2.25	2.22	2.20
P ₂ O ₅	0.14	0.17	0.18	0.18	0.16	0.19	0.19	0.28	0.20	0.21	0.20
TOTAL	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00
* Fe total expresado como Fe ₂ O ₃ .											
V	137	117	148	146	129	124	123	135	129	131	123
Cu	8	9	4	6	16	5	8	4	8	37	9
Zn	83	76	78	79	78	73	72	82	80	81	75
Rb	50	54	51	40	49	56	57	42	57	59	61
Sr	532	477	493	549	492	488	508	573	557	556	543
Y	19	19	20	17	19	19	20	20	19	22	20
Zr	176	170	171	170	167	174	175	174	175	182	174
Ba	707	680	642	701	641	686	753	671	624	673	602
Q	16.93	17.42	15.16	14.26	15.55	17.19	16.92	13.27	17.85	18.62	18.20
or	12.58	13.38	12.15	10.67	12.54	13.15	13.13	11.39	13.29	13.10	13.01
ab	29.01	31.18	29.79	32.77	31.35	30.51	30.82	26.64	31.94	30.04	30.84
an	26.27	24.22	27.07	26.42	27.53	25.62	25.53	32.22	23.89	26.45	25.05
di	2.02	2.35	2.85	2.65	0.46	2.44	3.08	2.22	2.57	1.64	3.53
hv	8.32	7.39	8.08	8.34	7.96	6.91	6.45	9.09	6.59	6.29	5.66
mt	3.35	2.60	3.30	3.28	3.16	2.65	2.57	3.30	2.40	2.35	2.22
il	1.40	1.22	1.42	1.41	1.29	1.28	1.24	1.44	1.18	1.20	1.18
ap	0.34	0.40	0.42	0.43	0.37	0.44	0.45	0.66	0.46	0.48	0.46

⁺ Líticos eruptados de la chimenea de 1986.

Tabla 6

Análisis químicos de las cenizas volcánicas del Tacaná. El material no intemperizado es recalculado a 100%.

	TA-5	RT-22	RT-26	TA-6	RT-1
SiO ₂	60.28	49.00	44.17	42.71	42.33
TiO ₂	0.67	0.77	0.89	0.94	1.13
Al ₂ O ₃	20.98	24.09	28.62	26.87	28.84
Fe ₂ O ₃ *	5.23	7.21	8.02	9.39	11.39
MnO	0.13	0.14	0.14	0.16	0.17
MgO	1.49	1.20	0.86	1.46	2.10
CaO	5.89	5.49	4.57	5.53	4.58
Na ₂ O	3.29	2.18	1.43	1.73	1.21
K ₂ O	1.83	0.89	0.62	0.27	0.11
P ₂ O ₅	0.22	0.22	0.25	0.27	0.28
TOTAL	100.00	91.19	89.56	89.34	92.14

* Fe total expresado como Fe₂O₃.

V	123	146	164	172	231
Zn	83	81	77	88	91
Rb	39	17	11	4	<2
Sr	549	490	373	453	318
Y	19	14	14	13	12
Zr	196	204	205	223	206
Nb	3	4	7	7	7
Ba	622	384	319	269	191

1: Material no-intemperizado.



Fig. 14. Depósitos de caída de ceniza en el camino de Sibinal a Tacaná.

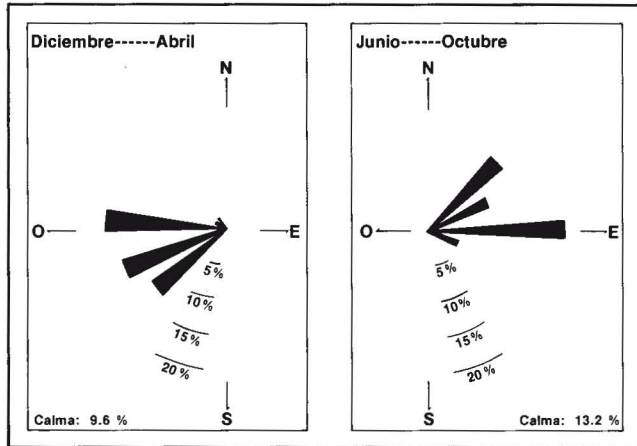


Fig. 15. Dirección de los vientos dominantes a 10,000 - 50,000 pies de altura sobre la ciudad de Guatemala. Los vientos del poniente predominan durante la temporada seca (diciembre - abril), y los vientos del oriente durante la temporada de lluvias (junio - octubre). No se observa patrón de direcciones dominantes durante los meses de mayo y noviembre.

La geometría del cráter Siete Orejas (Gierzycki, 1976), con su impresionante abertura hacia el sur, sugiere un colapso del cono volcánico. No sabemos si hubo una explosión lateral asociada con ese colapso, debido a que las zonas gradiente abajo de la abertura aún no han sido cartografiadas. Muchos volcanes centroamericanos (e.g., el Zúñil y el Pacaya) muestran simetría que sugiere colapso. Robin y Boudal (1987) mencionan un gigantesco episodio de colapso que hubiera ocurrido en el volcán Popocatepetl en México hace aproximadamente 50,000 años.

No pudimos identificar evidencias directas de colapsos de domo en el Tacaná, pero observamos una serie de fallas de rumbo norte que atraviesan la serie de domos del volcán. Estas fallas parecen ser normales, con desplazamiento hacia el oeste. Esto podría reflejar un deslizamiento hacia el mar y sugiere la posibilidad de un colapso eventual del edificio volcánico. Tal colapso y/o avalancha del cono, de ocurrir, afectaría áreas muy grandes debido al fuerte gradiente involucrado; en este caso, generaría muchos de los riesgos previamente discutidos.

El colapso de un flanco del edificio volcánico puede llegar a exponer una cámara magmática somera, y puede ser ocasionado por una actividad sísmica fuerte. La repentina liberación de presión puede generar una violenta explosión lateral (Siebert, 1984). Tales explosiones laterales podrían ocurrir en cualquier flanco del volcán; pero, a corto plazo, la localización de la actual fumarola sugiere que el flanco NW es el más probable para este tipo de actividad. Una explosión lateral, de ocurrir, podría ser similar a la observada el 18 de mayo de 1980 en el St. Helens (Christiansen y Peterson, 1981; Hoblitt *et al.*, 1981). En el flanco noroeste generaría grandes peligros de coladas piroclásticas (Sheridan, 1979) y de grandes lahares e inundaciones en las áreas río abajo de los ríos Agua Caliente y Coatán. La topografía del basamento del Tacaná sugiere que de ocurrir un colapso del cono, la avalancha bajaría en dirección oeste o suroeste.

3. EL VOLCAN TACANA

Petrografía

Cuatro tipos de materiales volcánicos del volcán Tacaná fueron analizados: (1) Lavas superficiales y rocas de domos, (2) pómez de depósitos de caída de ceniza, (3) fragmentos líticos del cráter freático de 1986-1987 y (4) cenizas de las erupciones de febrero a junio de 1986 (INSIVUMEH reportó tres erupciones entre febrero y junio). La mineralogía de los primeros tres grupos es muy similar e indica una composición andesítica.

Las lavas son andesitas de dos piroxenos. Se trata de una andesita hipocrystalina, que contiene cantidades pequeñas de vidrio en su matriz. La textura es porfirítica con fenocristales de plagioclasa (promedio An₄₀), clinopiroxeno y ortopiroxeno, olivino, hornblenda, cuarzo y minerales opacos. No se observa esfena en las muestras examinadas.

El fenocristal predominante es la plagioclasa. Es generalmente subhedral o euhedral, con hábito tabular y alargamiento prismático. Exhibe una textura poiquilítica, con numerosas inclusiones de minerales opacos y de vidrio. Fueron observados dos diferentes tipos de plagioclasas que corresponden a aquellos identificados por Halsor (1989) para el volcán Tolimán en Guatemala. Varias muestras presentan alteración sericítica ligera. Los cristales de plagioclasa son comúnmente zonificados, sin que se note ninguna preferencia marcada por zonificación normal, reversa u oscilatoria. La reabsorción es común en los cristales de plagioclasa.

Los demás fenocristales son predominantemente subhedral y generalmente menores (< 0.5 mm) que los cristales de plagioclasa, aunque algunos fenocristales de piroxeno y hornblenda miden hasta 3 mm. Existen numerosas inclusiones de minerales opacos.

La pómez en los depósitos de caída de cenizas se compone de 40 a 90% de vidrio. La plagioclasa es el componente cristalino más abundante en las pumicitas. Otros componentes cristalinos son clinopiroxeno y minerales opacos. El ortopiroxeno no fue observado en la pómez. La esfena también está ausente. Todas las cenizas están moderada a intensamente alteradas, mostrando evidencias de devitrificación y bentonización.

El magma original de estas rocas sufrió un proceso de enfriamiento en dos etapas. La cristalización se inició en la cámara magmática, donde la plagioclasa euhedral, el piroxeno y la hornblenda se cristalizaron. Este magma parcialmente cristalizado fue expulsado y la cristalización de microlitos ocurrió en la superficie. La reabsorción y la zonificación de la plagioclasa son evidencia de desequilibrio, y sugieren la posibilidad de una mezcla de dos magmas en la cámara magmática. La presencia simultánea de olivino y cuarzo indica también condiciones de desequilibrio. El contenido de sílice de estas rocas es mayor que el normal para magmas equilibrados en presencia de olivino.

La ceniza de la erupción de febrero de 1986 consiste en una variedad de minerales alterados, incluyendo cantidades considerables de granos redondeados de cuarzo y feldespatos. Las cenizas de mayo y junio de 1986 muestran menor alteración y contienen una mayor variedad de granos redondeados y angulares, incluyendo plagioclasa, cuarzo, hornblenda, calcita, olivino y piroxeno. No se observan piroclastos vesiculares de vidrio en ninguna de estas cenizas. Las cenizas de estas tres erupciones son interpretadas como totalmente freáticas.

Geoquímica

Se seleccionó un total de 16 muestras del volcán Tacaná para análisis químico. Se utilizó el método XRF (fluorescencia de rayos X) para el análisis de los óxidos mayores y de los elementos traza, usando el método de Rose *et al.* (1986). La precisión de este método es de $\pm 1\%$ para óxidos mayores y $\pm 5\%$ para elementos traza. Esta precisión es comparable con la de otros métodos comunes (Rose *et al.*, 1986).

Las rocas volcánicas del Tacaná son calcalcalinas (Figuras 16 a 19), lo cual es típico para América Central. Estas rocas son de contenido mediano de potasio, según la clasificación de Gill (1981).

Todas las muestras analizadas tienen un contenido intermedio de sílice, con concentraciones de SiO₂ entre 58 y 64% (Tabla 5). Todas las muestras contienen cuarzo normativo. Las gráficas Harker de variación de SiO₂ vs óxidos mayores (Figura 20) muestran que las rocas del Tacaná exhiben tendencia coherente y carecen de variaciones mayores. El K₂O y el Na₂O exhiben correlación positiva con SiO₂; los demás óxidos muestran tendencias negativas.

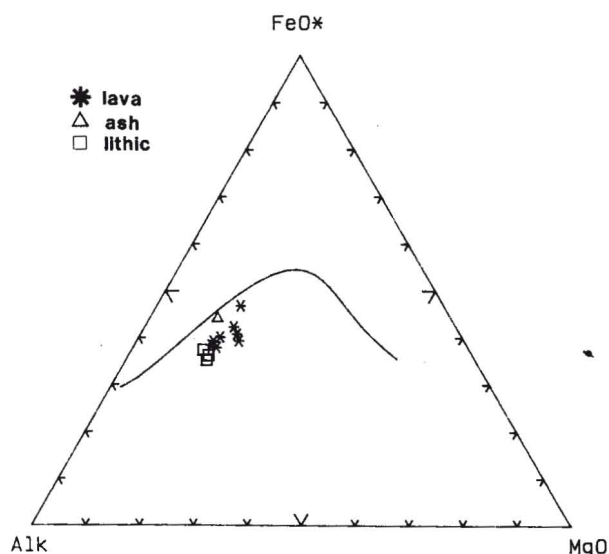


Fig. 16. Gráfica AFM del material extrusivo (lavas, líticos y cenizas) del Tacaná. Datos de la Tabla 5 y de una muestra no alterada de la Tabla 6.

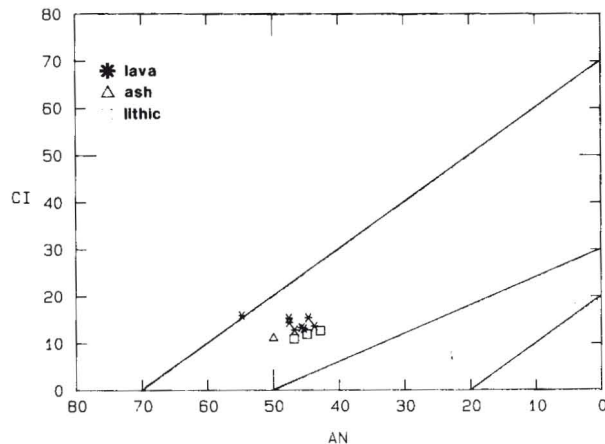


Fig. 17. Gráfica AN-CI (esquema de Irvine y Baragar, 1971) del material extrusivo del Tacaná. Todo este material pertenece al campo andesítico.

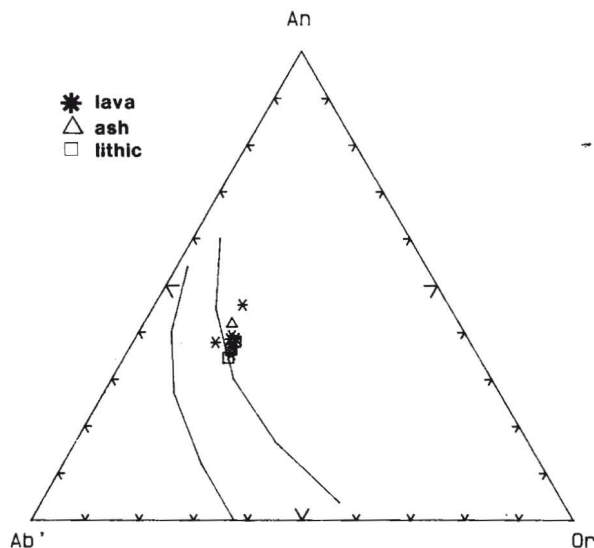


Fig. 18. Gráfica normativa An-Ab'-Or (esquema de Irvine y Baragar, 1971) del material extrusivo del Tacaná.

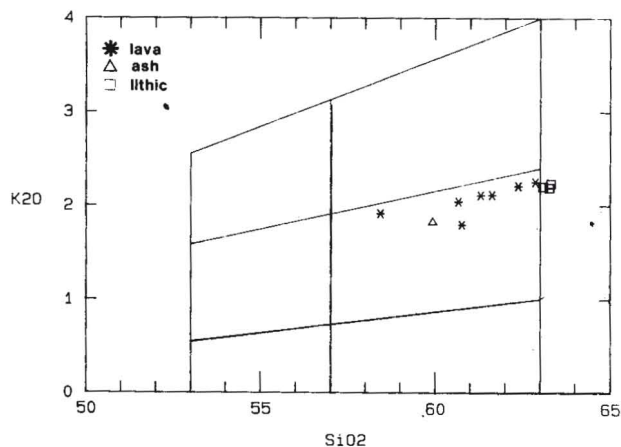


Fig. 19. Gráfica de clasificación de andesitas (esquema de Gill, 1982). El material volcánico del Tacaná refleja enriquecimiento moderado en K.

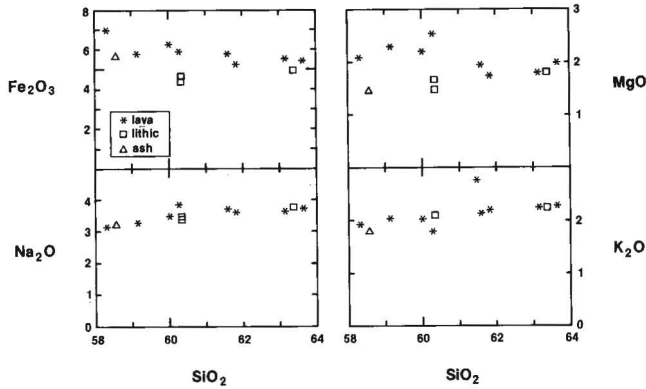


Fig. 20. Selección de diagramas de variación de Harker para el material extrusivo del Tacaná.

Las andesitas del Tacaná se compararon con las rocas de otros volcanes, guatemaltecos y mexicanos, utilizando datos de los volcanes Tajumulco, Tolimán, Santa María-Santiaguito, Nicolás Ruiz y El Chichón (Carr y Rose, 1987). Las rocas de estos volcanes son principalmente andesíticas y difieren sobre todo en su nivel de enriquecimiento en K y otros elementos incompatibles. El enriquecimiento en K de las lavas del Tacaná es similar al del Tolimán, pero es superior al del Santa María-Santiaguito y al del Nicolás Ruiz, y menor que el del Tajumulco y de El Chichón (Figura 21).

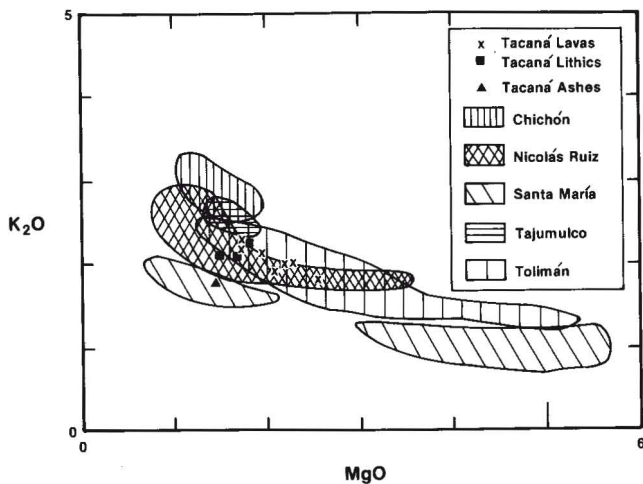


Fig. 21. Diagrama de Harker de Mg vs K₂O para el Tacaná.

La proporción K/Zr de estos volcanes varía entre 75 y 125 (Figura 22). La proporción K/Rb está entre 250 y 500 (Figura 22). En comparación con el Tacaná, el Santa María muestra considerable empobrecimiento en Rb. La gráfica de Zr/Rb (Figura 23) claramente diferencia los volcanes mexicanos (Nicolás Ruiz y El Chichón) de los volcanes guatemaltecos (Tacaná, Tajumulco, Santa María-Santiaguito y Tolimán).

La composición química de las cenizas del Tacaná se presenta en la Tabla 6. Las cenizas observadas en La Ha-

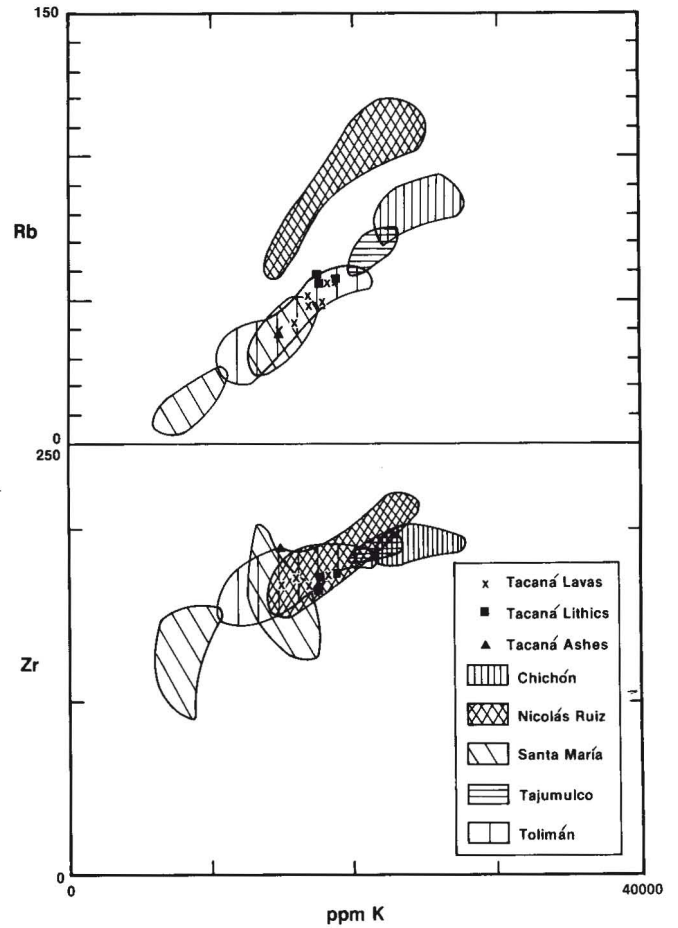


Fig. 22. Diagramas de Harker de K vs Zr y K vs Rb.

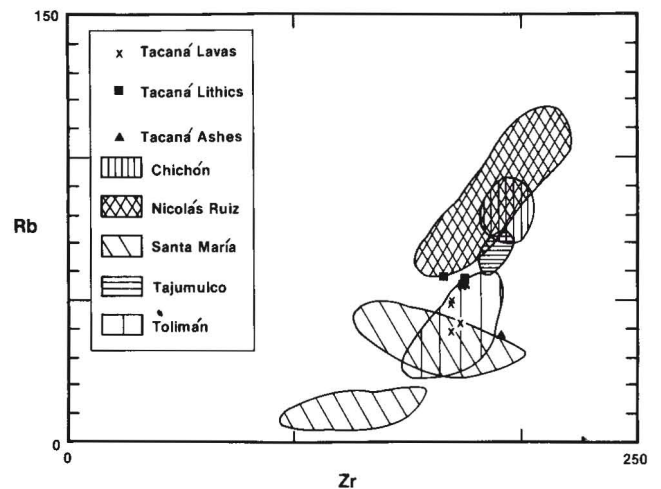


Fig. 23. Diagrama de Harker de Zr vs Rb del Tacaná.

ciendita son muy similares, casi idénticas, a las lavas del Tacaná en términos de su composición química. Esto indica que ha ocurrido actividad andesítica pliniana en el Tacaná. Hay depósitos de poco espesor de cenizas distales, que consideramos correlacionables con las cenizas anteriores y

que muestran un patrón de empobrecimiento y enriquecimiento, congruente con la alteración del vidrio para producir montmorillonita (Zielinski, 1982), tal como se puede apreciar en la Figura 24.

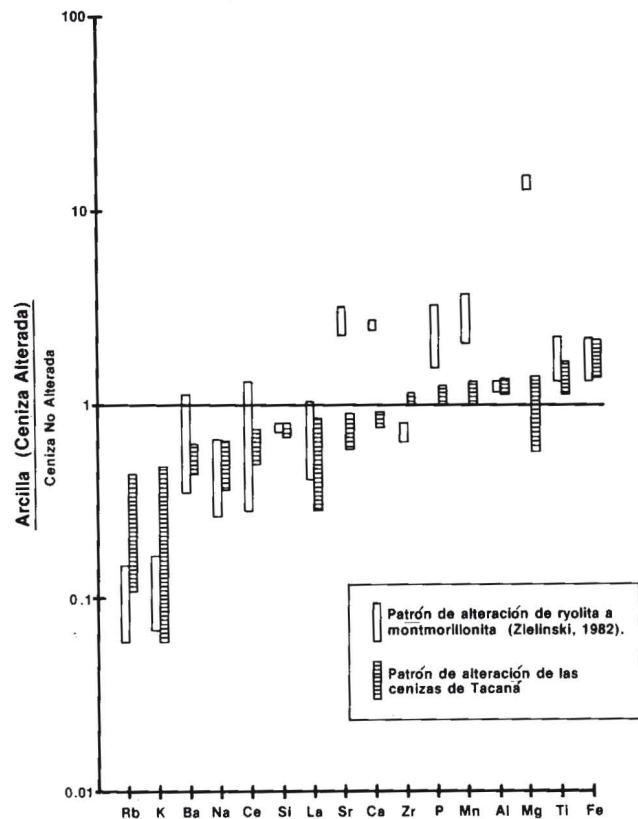


Fig. 24. Patrón de alteración de las cenizas del Tacaná. El patrón de alteración de riolita a montmorillonita reportado por Zielinski (1982) se grafica para efectos de comparación. El valor de 1 corresponde a la composición de una ceniza no alterada.

En conclusión, las lavas y cenizas recientes del Tacaná son predominantemente andesitas silíceas de afinidad calcálica con cuarzo normativo. Los análisis químicos de las rocas muestran enriquecimiento moderado en K, como en otros volcanes de la porción norte del Eje Volcánico de Guatemala (Halsor y Rose, 1988). La química y la mineralogía de las lavas del Tacaná muestran mayor afinidad con las lavas del Eje Volcánico Centroamericano que con las del Cinturón Volcánico de Chiapas.

Antecedentes históricos

El Tacaná no muestra antecedentes de actividad magmática eruptiva en tiempos históricos. La actividad fumarólica, acompañada de erupciones freáticas menores, ha sido observada en los siglos XIX y XX. Suele ser precedida por un considerable incremento de la actividad sísmica. La actividad fumarólica ocurre en el Tacaná cada 25 a 50 años. La actividad histórica se ha resumido en la Tabla 7.

Hubo actividad fumarólica en 1855, 1878, 1900-1903 y 1949-1950 (Mooser *et al.*, 1959). Un quinto período de

actividad fumarólica se inició en 1986 y continúa al presente (1988). No tenemos información de actividad fumarólica anterior a 1855.

Todos los eventos fumarólicos históricos se caracterizan por un incremento de la actividad sísmica y niveles bajos de actividad fumarólica. El evento de 1949-1950 descrito por Müllerried (1951) parece ser más energético que los anteriores, pero esto podría ser consecuencia de la cantidad y calidad variables de los informes para los distintos eventos y no refleja necesariamente un incremento en el nivel de actividad.

El evento fumarólico de 1986-1987

La actividad sísmica en el Tacaná comenzó en diciembre de 1985 con una serie de sismos someros localizados en un radio de 20 km del volcán. Los temblores armónicos no se registraron en ese momento (De la Cruz-Reyna *et al.*, 1986). Los sismos volcánicos, acompañados de retumbos en la base del volcán, se sintieron en Sibinal en febrero de 1986. Se registraron 2-3 veces al día en febrero y marzo, y unos eventos identificados como posibles ondas explosivas se registraron el 10 de marzo de 1986 (De la Cruz-Reyna, 1986a). Hubo pequeñas erupciones freáticas en febrero, mayo y junio de 1986 (Sánchez y Quevec, 1986, comunicación personal). La erupción del 8 de mayo fue precedida por un enjambre de sismos, comenzando el 7 de mayo. Los sismos ocurrieron a razón de uno por minuto y fueron acompañados de ruidos similares a truenos (De la Cruz-Reyna, 1986b).

La mayor parte de la sismicidad registrada desde diciembre de 1985 se originó en un sistema de fallas al NE del Tacaná, y no tuvo relación directa con la actividad volcánica (S.D. Malone, 1987, comunicación personal). A fines de mayo se registró una docena de sismos menores y 2-3 sismos tectónicos mayores por día. Los sismos fueron principalmente someros y se localizaron en un radio de 3 km al NE del Tacaná (Mena y De la Cruz-Reyna, 1986). A petición de la UNDR0 (United Nations Disaster Relief Organization) visitamos el volcán Tacaná en junio de 1986 para evaluar el carácter de la emergencia volcánica.

Las erupciones freáticas del 8 de mayo de 1986 ocurrieron en una chimenea de vapor en la ladera NW del Tacaná (Figuras 25-27). Esta chimenea se localiza en el lado mexicano del volcán, a una elevación de 3,000 m, muy cerca de la frontera. Tenía un ancho de 20 m y continuamente emitía vapor a alta presión, con sonido similar a la turbina de un avión a reacción. La emisión visible de vapor se elevaba hasta unos 500 m (Figuras 25 - 27). La chimenea se localiza a lo largo de una posible falla radial y en la base de un precipicio de 30 m y está rodeada de detritos fangosos. No fue posible acercarnos a la chimenea para tomar muestras de gas, pero las observaciones visuales sugirieron que la temperatura del vapor no era muy superior a 100°C. Un leve olor a H₂S se detectó en las cercanías de la chimenea. Como se mencionó antes, las cenizas arrojadas por esta chimenea se interpretan como freáticas. Se trata, al parecer,

Tabla 7
Actividad histórica del Tacaná

	Fumarólica	Sísmica	Caída de ceniza
1855	Evento de corta duración. Emisión de vapor blanco (a).	Violento sismo previo a actividad fumaroliana (b).	Pómez? (c).
1878	Vapor visible sólo en el lado mexicano (c).		Cenizas en el flanco sur del volcán.
1900-1903	Actividad en cráter de 50 m de ancho y 5 m de profundidad en el flanco SW. Fuerte olor a azufre (d).	Varios sismos tectónicos (?) en el área de Ocós a mediados de 1899 (e).	
1949-1950	Vapor blanco con fuerte olor a azufre emitido de tres chimeneas en el flanco SW; numerosas fumarolas pequeñas (f).	Fuerte sismo previo a la actividad fumarólica (f).	Caída de cenizas en Unión Juárez; acumulación de varios cm alrededor de las chimeneas (f).
1986-1987	Moderada erupción freática abre cráter de 10 m de ancho el 18 de mayo, 1986; columna de vapor blanco emitida se eleva a 500 m de altura a fines de junio; la columna de vapor se eleva sólo a 20 m a mediados de octubre (g).	Actividad sísmica somera en radio de 20 km del volcán a partir del 15 de diciembre de 1985; sismos de magnitud 5, 19/12/85 y 3/2/86; tremores sísmicos comienzan en 8/2/86; enjambre de terremotos entre 7/5/86 y 10/5/86; en mayo los epicentros son localizados en un radio de 3 km del volcán; la sismicidad disminuye en junio; baja sismicidad a mediados de octubre (g).	Pequeña cantidad de fina ceniza se acumula alrededor de la chimenea; no se observa material juvenil en las cenizas (g).

Fuentes: (a) Sapper, 1927; (b) Sapper, 1897; (c) Böse, 1903; (d) Böse, 1905; (e) Sapper, 1905; (f) Müllerried, 1951; (g) SEAN Bull., 1986.

del respiradero de un sistema hidrotermal, el cual expulsa lodo, rocas, cenizas freáticas y algo de azufre (¿magmático?). Las fotos aéreas muestran vestigios de otras chimeneas similares al sureste de la cima del volcán, en el área descrita por Müllerried (1951). La chimenea de 1986 es más grande que las de 1949-1950; pero, aparte del tamaño, es muy similar a la descripción de Müllerried.

Los niveles bajos de sismicidad continuaron hasta el final de 1986. A principios de octubre aparecieron nuevas fumarolas pequeñas y numerosas (De la Cruz-Reyna, 1986c).

El registro histórico del Tacaná indica que la actividad fumarólica no es necesariamente precursora de erupciones magmáticas. Pueden ocurrir inundaciones en los drenajes río abajo de la chimenea, aun cuando la actividad volcánica se limite exclusivamente a emisiones de gas. Se observan desmoronamientos y pequeñas cicatrices de deslizamiento, posiblemente ocasionados por alteración de la roca encajonante y por eventos de pulsamiento, en las antiguas chimeneas al sureste de la cumbre del volcán. No se sabe de

inundaciones asociadas con los eventos fumarólicos del Tacaná, pero inferimos que podrían ocurrir inundaciones considerables a consecuencia de los mismos, hasta sin erupciones magmáticas.

Muchos volcanes con largo período de reposo han tenido actividad fumarólica y/o freática sin que la misma conduzca a erupciones magmáticas. El volcán St. Helens, el cual tuvo una erupción catastrófica en 1980, pasó por períodos de actividad freática en 1898, 1903 y 1921 sin exhibir actividad magmática alguna (Majors, 1980). Mount Baker, localizado al norte del St. Helens, tuvo actividad fumarólica predominante desde mediados del siglo XIX. Su última actividad magmática ocurrió en las décadas de 1840 y 1850. Mount Baker entro en otro período de actividad fumarólica en 1975 y no hubo actividad magmática ocasionada por este evento (Malone y Frank, 1975). La crisis de 1976 del volcán La Soufrière (Guadalupe) se inició con un incremento en la actividad sísmica en julio de 1975. Erupciones freáticas moderadamente violentas ocurrieron en julio de 1976; la actividad fumarólica y freática persistió por varios meses (Fiske, 1984). Más de 70,000 personas fueron



Fig. 25. Vista aérea de la fumarola del Tacaná en junio de 1986, mirando hacia el sureste en dirección de la cumbre del volcán.



Fig. 26. Vista aérea de la fumarola del Tacaná en junio de 1986, mirando hacia el este. Se observan los efectos de la actividad fumarólica/freática sobre la vegetación del área alrededor de la chimenea.



Fig. 27. Vista de la fumarola del Tacaná en mayo de 1986.

evacuadas en agosto de 1976 por temor a una erupción magmática violenta que nunca ocurrió. La actividad fumarólica de La Soufrière no culminó en erupciones magmáticas y presenta una magnífica oportunidad para el estudio de los problemas de comunicación en crisis volcánicas (Mercado *et al.*, en revisión).

Hay que insistir en que la actividad fumarólica o freática puede, en ocasiones, ser precursora de erupciones magmáticas. En la erupción de 1902 del Mont Pelée, la actividad fumarólica empezó desde 1889 (Roobol y Smith, 1975), y su erupción en 1929 fue precedida por varios meses de actividad fumarólica (Perret, 1937). Los estudios recientes sobre peligrosidad volcánica del Mont Pelée indican que hay una probabilidad de 20% de que una actividad sísmica o freática anormal sea precursora de erupciones magmáticas (Westercamp y Traineau, 1983). Otro ejemplo de actividad fumarólica precursora de erupciones magmáticas es la erupción del 18 de mayo de 1980 del St. Helens, que fue precedida por pequeñas erupciones freáticas que comenzaron el 27 de marzo (Foxworthy y Hill, 1982). La erupción del Nevado del Ruiz en 1985 fue precedida por erupciones freáticas en diciembre de 1984 y por actividad fumarólica anormal durante el año de 1985 (Herd, 1986; García *et al.*, 1986).

Con base en el grado de revegetación de las lavas del Tacaná (Figura 12) concluimos que el Tacaná tuvo erupciones magmáticas hace pocos siglos. Su actividad fumarólica y sísmica intermitente refleja la presencia de una

cámara magmática relativamente somera. Cabe señalar que el Tacaná está localizado en un eje volcánico activo, en el cual el Fuego, el Santiaguito, el Pacaya y otros volcanes han estado activos repetidamente. Concluimos que algunas erupciones magmáticas deben esperarse prácticamente con certeza en el futuro.

Si la actividad fumarólica no siempre culmina en erupciones magmáticas, hay que señalar también que las erupciones magmáticas suelen ser precedidas por algún tipo de actividad sísmica, fumarólica, y/o freática. Creemos que las erupciones magmáticas futuras del Tacaná muy probablemente serán precedidas por una actividad sísmica considerable, además de deformación de la superficie y actividad fumarólica y freática.

4. PATRON DE COMPORTAMIENTO INFERIDO DE LOS DEPOSITOS DE SUPERFICIE

Cualquier actividad magmática eruptiva futura en el Tacaná podría seguir uno de varios escenarios distintos. No es nuestra intención tratar de presentar el mejor o peor caso, sino discutir escenarios geológicamente verosímiles que podrían darse, con base en la actividad eruptiva pasada del Tacaná. Consideramos tres escenarios posibles para la cadena de eventos que puede esperarse de una actividad magmática eruptiva futura: (1) Escenario del Arenal, (2) Escenario del Santa María - Santiaguito y (3) Escenario del St. Helens. La Tabla 8 compara al Tacaná con los volcanes de estos escenarios, los cuales serán discutidos a continuación.

Tabla 8

Comparación entre el Tacaná, el Arenal, el Santa María-Santiago y el St. Helens.

TACANA

Localización geográfica: Guatemala
Volumen: 20 - 30 km³
Roca característica: Andesita de dos piroxenos
Contenido de Silicio: 58 - 64 %
Ultima erupción magmática: > 200 años
Períodos de actividad fumarólica: 1855, 1878, 1900 - 1903, 1949 - 1950, 1986 - 1987
Período de reposo: > 2 siglos

ARENAL

Localización geográfica: Costa Rica
Volumen: 6 km³
Roca característica: Basalto andesítico y andesita
Contenido de Silicio: 51 - 64 %
Ultima erupción magmática: 1968 - 1987
Períodos de actividad fumarólica: N/A
Período de reposo: 200 - 500 años

SANTA MARIA-SANTIAGUITO

Localización geográfica: Guatemala
Volumen: 20 km³ (Santa María); 0.7 km³ (Santiago)
Roca característica: Basalto andesítico (Sta María) Dacita (Santiago)
Contenido de Silicio: 51 - 70 % (Santa María) 56 - 67 % (Santiago)
Ultima erupción magmática: 1902 (Santa María) 1922 - 1987 (Santiago)
Períodos de actividad fumarólica: intermitente en Santiago
Período de reposo: 500 - 1000 años (?) (Sta. María)

MOUNT ST. HELENS

Localización geográfica: Cascades Range, E.U.A.
Roca característica: Dacita (de 40,000 a 2,500 años atrás); Andesita (de 2,500 años atrás al presente)
Contenido de Silicio: 60-72 % (erupción de 1980)
Ultima erupción magmática: 1980 - 1987
Períodos de actividad fumarólica: 1898, 1903, 1921, 1980
Período de reposo: > un siglo

Escenario del Arenal

El Arenal es un pequeño volcán simétrico compuesto, localizado en el noroeste de Costa Rica. Tiene una elevación de 1,100 m, un ancho de 3.5 km en la base y un volu-

men total de 6 km³ (Wadge, 1983). El Arenal se consideraba extinto hasta 1968, cuando una breve pero intensa erupción explosiva ocasionó 78 víctimas (Minakami *et al.*, 1969). La última actividad antes de la erupción de 1968 había ocurrido el año 1512 (Melson y Sáenz, 1973). El período de reposo del Arenal se estima entre 200 y 500 años (Melson y Sáenz, 1973), con base en depósitos de tefra que abarcan un período de 3,000 años.

La erupción del Arenal del 29 de julio de 1968 tuvo muy pocos eventos precursores. No hay informes de actividad fumarólica alguna previa a la erupción. Una serie de sismos intensos ocurrió pocas horas antes de la erupción, pero la población local no los relacionó con el volcán, ya que se creía que estaba apagado (Minakami, 1974). Las avalanchas incandescentes de la erupción devastaron una área de 12 km² y la actividad explosiva intermitente continuó hasta octubre de 1968 (Minakami *et al.*, 1969). Las explosiones del 29 de julio produjeron un tiro lateral, columnas plinianas y varias pequeñas coladas piroclásticas (Melson y Sáenz, 1973). Los proyectiles disparados durante esta fase explosiva cayeron a distancias de hasta 5 km del cráter, lo cual, tomando en cuenta la fricción atmosférica, indica una velocidad inicial de por lo menos 600 m/seg (Fudaly y Melson, 1971). Esta actividad fue seguida por una casi continua extrusión de coladas de lava de composición basáltica-andesítica a andesítica, con emisión de gases y actividad explosiva relativamente menor. Esta actividad ha continuado hasta el presente (Reagan *et al.*, 1987).

Las coladas de lava del Arenal se caracterizan por una unidad de zona de canal y una unidad de zona de frontón (Borgia *et al.*, 1983). La zona de canal exhibe velocidad máxima en el tapón. La zona de frontón se localiza donde la lava de la zona de canal se convierte en terraplén estacionario. Las coladas se mueven a razón de 25 a 70 m/día (Cigolini *et al.*, 1984).

El Arenal exhibe actualmente erupciones andesíticas estacionarias (Reagan *et al.*, 1987). Su magma aparentemente proviene de una cámara magmática localizada en la corteza inferior o intermedia (Wadge, 1983; Reagan *et al.*, 1987). Las lavas son basaltos andesíticos enriquecidos en Fe y de bajo contenido en K (Reagan *et al.*, 1987).

Según este escenario vislumbremos al Tacaná entrando en un breve período (horas o días) de intensa actividad sísmica, con o sin actividad fumarólica simultánea, culminando en una erupción catastrófica. Dicha erupción cataclísmica sería seguida por varios meses de actividad explosiva intermitente y un período largo (posiblemente décadas) de extrusión de lavas andesíticas y nivel relativamente bajo de actividad explosiva.

Escenario del Santa María

El Santa María es un estratovolcán localizado en el oeste de Guatemala. Este volcán ha tenido tres períodos distintos de actividad eruptiva: (1) un largo período (30,000 a 40,000 años) de crecimiento del cono compuesto; este

período se caracterizó por extrusión de basaltos andesíticos, (2) una erupción pliniana catastrófica en 1902, con extrusión de lavas dacíticas y cantidades menores de basalto andesítico, y (3) un período de crecimiento dómico (Santiaguito), caracterizado por la extrusión pulsante de dacitas degasificadas que continúa hasta el presente (Rose, 1987b).

No hay constancia de actividad histórica del Santa María antes de la violenta erupción pliniana de octubre de 1902. Dicha erupción produjo 10 km³ de detritos y es considerada como una de las diez erupciones mayores de tiempos históricos (Rose, 1972a; Williams y Self, 1982). La erupción fue precedida por diez meses de actividad sísmica anormal y muy acelerada en el occidente de Guatemala (Sapper, 1905); varios sismos tuvieron epicentros muy cercanos al volcán (Ascoli, 1909). La actividad sísmica es importante en el proceso de evaluación de riesgo, dado que este escenario, de ocurrir, sería precedido por eventos sísmicos fácilmente detectados por las redes sísmicas de Guatemala y México.

La erupción de 1902 dio comienzo el 24 de octubre y duró varias semanas, aunque la mayor intensidad de la actividad se concentró en las primeras 24 a 36 horas de la erupción (Rose, 1972a). La explosión fue escuchada hasta Costa Rica, a 850 km de distancia (Ascoli, 1909). La nube de ceniza alcanzó una elevación de 27 - 29 km (Anderson, 1908) y la explosión produjo un cráter de 1,000 m por 700 m en la ladera suroeste del Santa María.

La erupción de 1902 dispersó cenizas sobre todo el occidente de Guatemala y el sur de México (Sapper, 1903a, 1903b; Böse, 1904) y causó cambios climáticos a una escala global (Rose, 1972a). La devastación local fue total. No hay cifras exactas del número de víctimas, pero se estima que millares perecieron en la erupción. Una área de 150 km² fue cubierta por acumulaciones de más de un metro de ceniza (Sapper, 1903a, 1903b).

El domo Santiaguito comenzó a surgir en 1922 en el cráter de la erupción de 1902. De 1922 al presente el Santiaguito ha producido aproximadamente un kilómetro cúbico de dacita sódica de afinidad calcalina (Rose, 1987b). La colada piroclástica más grande en la historia del Santiaguito ocurrió en 1929 y afectó distancias de hasta 15 km del domo (Sapper y Termer, 1930; Anderson, 1933; Mercado *et al.*, 1988). El interior de esta colada permaneció caliente por un mes (Sapper y Termer, 1930). La actividad del Santiaguito a partir de 1935 se caracteriza por períodos de extrusión dómica alternados con efusiones de coladas de lava (Rose, 1973a). El Santiaguito muestra un ciclo de 10 - 12 años en su actividad, caracterizado por períodos cortos (3 a 5 años) de extrusión intensa, alternando con períodos más largos de niveles bajos de extrusión (Rose, 1987b). La actividad del Santiaguito ha sido esencialmente continua a partir de 1935.

En este escenario vislumbramos al Tacaná entrando en un período de meses de intensa actividad sísmica culminando en una breve y violenta erupción explosiva pliniana con

magma juveniles. Esta erupción ocasionaría riesgos de caída de ceniza a nivel regional. La actividad explosiva en este escenario continuaría por varias semanas o meses, culminando en la creación de un domo en el cráter de la erupción pliniana. El período de crecimiento dómico continuaría por décadas con efusiones ocasionales de coladas de lava y coladas piroclásticas.

La dirección de los vientos dominantes en el momento de la erupción sería el factor más importante para definir las áreas amenazadas por la caída de cenizas. Durante la temporada de lluvias podrían afectar grandes áreas de México, y en la temporada seca tenderían a afectar mayormente el territorio guatemalteco.

El nuevo domo seguiría probablemente la alineación NE de los domos actuales. El patrón de actividad de un nuevo domo sería muy similar al del Santiaguito desde 1922. El carácter dómico del Tacaná nos hace pensar que este escenario tiene una probabilidad alta de ocurrir en la actividad eruptiva futura del Tacaná.

México estaría seriamente afectado por el crecimiento de un domo en cualquier flanco del volcán. Esto se debe al patrón de drenaje del Tacaná, el cual tenderá a canalizar las coladas de lava, coladas piroclásticas, inundaciones y lahares del lado guatemalteco hacia el lado mexicano. Guatemala se vería seriamente afectada únicamente en el caso de un crecimiento dómico en los flancos norte y/o este del volcán. El crecimiento dómico en los flancos sur u oeste tendrá muy poco impacto sobre el territorio guatemalteco.

Escenario del St. Helens

El St. Helens es un volcán de las Cascadas, una sierra del noroeste de los Estados Unidos de Norteamérica. A diferencia del Arenal y del Santa María, el volcán St. Helens era conocido como activo antes de su erupción catastrófica del 18 de mayo de 1980. Ha mostrado una tendencia a tener actividad explosiva frecuente y violenta durante los últimos cuatro milenios (Crandell *et al.*, 1975; Crandell y Mullineaux, 1978). Ha estado activo en forma intermitente en los últimos 40,000 años (Mullineaux y Crandell, 1981). Hubo actividad fumarólica en tiempos históricos en la localidad conocida como "The Boot", al norte de la cima (Phillips, 1941) y existe un sistema hidrotermal activo cerca de la cumbre, en el flanco suroeste del volcán (Friedman y Frank, 1977).

La erupción del 18 de mayo de 1980 fue precedida por un incremento en la actividad sísmica, que comenzó el 20 de marzo del mismo año, y por varias erupciones freáticas pequeñas (Foxworthy y Hill, 1982). Fue disparada o desencadenada por la rotura y deslizamiento del flanco combado norte del volcán a consecuencia de un sismo de magnitud 5 (Christiansen y Peterson, 1981).

En este escenario vislumbramos al Tacaná entrando en un período de intensa actividad sísmica y fumarólica, similar a la observada en el actual período de actividad, pero

acompañada de la hinchazón de uno de los flancos, a medida que el magma se aproxima a la superficie. Este modelo incluye la migración de magmas a niveles muy someros, que podría ser detectada por la deformación asimétrica del volcán, tal como se observó en el St. Helens.

El tiro explosivo lateral que se produjo en el St. Helens es de especial interés para nuestro escenario. Dicho tiro fue descrito por Kieffer (1981), Hoblitt *et al.* (1981), Moore y Sisson (1981) y Waitt (1981). Los tiros prehistóricos del St. Helens y una zonificación de peligros volcánicos para este tipo de eventos son descritos por Crandell y Hoblitt (1986).

Un sismo de magnitud 5 con epicentro cerca del volcán podría generar el desprendimiento de "megabloques" (Ui, 1983) de cientos de metros de altura del flanco combado en el edificio volcánico. Esto podría dejar descubierta la cámara magmática somera, ocasionando la liberación explosiva de presión y culminando en un tiro explosivo lateral similar al observado en el St. Helens. El evento tendría efectos catastróficos sobre las áreas afectadas.

La erupción cataclísmica vislumbrada en este escenario sería seguida por un período de varios meses o años de pequeñas y violentas erupciones explosivas, culminando en un crecimiento cóncavo en el cráter. Este período de crecimiento cóncavo (que parece caracterizar la actividad prehistórica del Tacaná) trae consigo actividad eruptiva relativamente frecuente pero poco violenta.

5. CONCLUSIONES

(1) Los magmas expulsados por el Tacaná son característicamente andesitas silíceas de afinidad calcalina con enriquecimiento moderado de K.

(2) El tamaño y morfología del Tacaná, al igual que la composición química y mineralógica de sus lavas, se parecen más a los volcanes del Eje Volcánico Centroamericano que a los volcanes del Cinturón de Chiapas.

(3) El Tacaná no ha tenido erupciones magmáticas en tiempos históricos. Con base en el grado de revegetación de las lavas del Tacaná, concluimos que su última erupción magmática ocurrió hace varios siglos. Con tan largo período de reposo, las poblaciones en las áreas potencialmente amenazadas no están conscientes de la magnitud del peligro volcánico asociado con una posible actividad eruptiva del Tacaná y necesitan ser educadas al respecto.

(4) El patrón de comportamiento del Tacaná en tiempos históricos reporta períodos de actividad fumarólica acompañados de pequeñas erupciones freáticas y precedidos por un considerable aumento en la actividad sísmica. Dichos períodos de actividad ocurren en intervalos de un cuarto de siglo a medio siglo. La actual actividad fumarólica ha sido freática hasta el momento. El Tacaná ha tenido cuatro períodos de actividad fumarólica y freática en tiempos históricos: 1855, 1878, 1900 - 1903 y 1949 - 1950.

(5) Las inundaciones y los lahares son los peligros volcánicos más serios y más probables derivados de la actividad del Tacaná. Pueden ocurrir aún con niveles bajos de actividad fumarólica o freática.

(6) Se requieren trabajos de campo más detallados, con determinaciones radiométricas, para asignar edades a los distintos períodos eruptivos del Tacaná y para refinar la previsión de los distintos peligros asociados con la actividad eruptiva del Tacaná.

(7) Las erupciones magmáticas del Tacaná son posibles en el futuro. Una actividad magmática futura podría desarrollarse según escenarios basados en volcanes similares (el Arenal, el Santa María-Santiaguito y el St. Helens), descritos en el presente informe. A consecuencia de una actividad magmática renovada podrían generarse graves riesgos.

(8) En Guatemala, la dirección dominante de los vientos varía con la época del año. La dirección de dispersión de las nubes de ceniza será marcadamente diferente según ocurra la erupción en la temporada seca o en la temporada de lluvias.

6. AGRADECIMIENTOS

El presente trabajo fue financiado por OFDA a través de UNDR0. Los viajes y el alojamiento en Guatemala fueron coordinados por la Oficina de las Naciones Unidas en Guatemala.

INSIVUMEH brindó un excelente apoyo logístico para el trabajo de campo. Vayan nuestros agradecimientos muy especiales al Ing. Estuardo Velásquez Vásquez, al Ing. Eddy Hardie Sánchez Benett, al señor Edgar René Quevec Robles, al señor Leonel Nájera, al Ing. Carlos Martínez Girón y al Lic. Enrique Molina Cruz.

El Sr. Mayor Mauro José Humberto Fuentes Soria, del Comité Nacional de Emergencia (CONE), muy amablemente puso a nuestra disposición las fotos aéreas recientes del volcán Tacaná.

Un reconocimiento aéreo en helicóptero fue hecho posible gracias al gobierno del Estado de Chiapas y a la ayuda de los licenciados Fidel Yamasaki y Saúl Campos Guillén. El Dr. Servando De la Cruz Reyna, de la Universidad Nacional Autónoma de México, muy amablemente nos suministró gran cantidad de observaciones y datos.

Las secciones delgadas para análisis petrográfico fueron preparadas por Bob Mc Carthy. Agradecemos al personal de la biblioteca de la Michigan Technological University por muchas horas de esfuerzo para localizar publicaciones de difícil acceso y para obtener de otras bibliotecas todas aquellas referencias que no tenían disponibles.

BIBLIOGRAFIA

- ANDERSON, C. A., 1933. The Tuscan Formation of northern California. *Univ. Calif. Publ. Geol. Sci.*, 23, 215-276.
- ANDERSON, T., 1908. The volcanoes of Guatemala. *Geogr. J.*, 31, 473-489.
- ANDERSON, T. H., B. BURKART, R. E. CLEMONS, O. BOHNENBERGER y D. N. BLOUNT, 1973. Geology of the western Altos Cuchumatanes, north-western Guatemala. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 84, 805-826.
- ARAÑA SAAVEDRA, V. y R. ORTIZ RAMOS, 1984. Volcanología. Consejo Superior de Investigaciones Científicas. Editorial Rueda, Madrid, 510 pp.
- ASCOLI, W. A., 1909. The Guatemalan earthquakes and eruption of 1902. *Manchester Lit. Ph. Soc. Mem.* 53, 23, 1-4.
- BERGEAT, A., 1894. Zur Kenntnis der jungen Eruptivgesteine der Republik Guatemala. *Zeitschr. Geol. Ges.* 1894, 131-157, Berlin.
- BLONG, R. J., 1984. Volcanic Hazards. A Sourcebook on the Effects of Eruptions. Academic Press, Sidney, 424 pp.
- BÖSE, E., 1903. Estado actual del volcán Tacaná. *Inst. Geol. México, Parergones I.*
- BÖSE, E., 1904. El área cubierta por la ceniza del volcán Santa María. *Parergones del Instituto Geológico de México, I*, 51-54.
- BÖSE, E., 1905. Reseña acerca de la geología de Chiapas y Tabasco. *Inst. Geol. México, Bol.* 20.
- BONIS, S. B., O. H. BOHNENBERGER y G. DENGÓ, 1970. Geologic map of Guatemala, 1:50,000. Instituto Geográfico Nacional, Guatemala.
- BONIS, S. B. y O. SALAZAR, 1973. The 1971 and 1973 eruptions of Volcán Fuego, Guatemala, and some socio-economic considerations for the volcanologist. *Bull. Volc.*, 37, 394-400.
- BOOTHBY, B. A., 1978. Coastal sedimentation of volcanogenic sands, Guatemala. MS Thesis, Texas Tech. Univ., 100 pp.
- BORGIA, A., S. LINNEMAN, D. SPENCER, L. D. MORALES y J. B. ANDRE, 1983. Dynamics of lava flow fronts, Arenal Volcano, Costa Rica. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 19, 303-329.
- BURKART, B. y S. SELF, 1985. Extension and rotation of crustal blocks in northern Central America and effect on the volcanic arc. *Geology*, 13, 22-26.
- CAPAU, W. A., 1987. Volcanoes of the Chiapas volcanic belt, Mexico. MS Thesis, Michigan Technological University.
- CARR, J. J. y W. I. ROSE, Jr., 1987. CENTAM - A data base of Central American volcanic rocks. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* (Stoiber Volume), 33, 239-240.
- CARR, J. J., W. I. ROSE, Jr. y R. E. STOIBER, 1982. Central America. In: R. S. Thorp (Ed.) *Andesites*, 149-166.
- CIGOLINI, C., A. BORGIA y L. CASERTANO, 1984. Intra-crater activity, AA-block lava, viscosity and flow dynamics: Arenal Volcano, Costa Rica, *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 20, 155-176.
- CHRISTIANSEN, R. L. and D. W. PETERSON, 1981. Chronology of the 1980 eruptive activity. In: P. W. Lipman and D. R. Mullineaux (Eds.). *The 1980 Eruption of Mount St. Helens, Washington. U.S.G.S. Prof. Pap.* 1250, 17-30.
- CRANDELL, D. R., 1971. Postglacial lahars from Mount Rainier volcano, Washington, *U.S.G.S. Prof. Pap.* 667, 1-75.
- CRANDELL, D. R. and R. P. HOBLITT, 1986. Lateral blasts at Mount St. Helens and hazard zonation. *Bull. Volc.*, 48, 27-38.
- CRANDELL, D. R. and D. R. MULLINEAUX, 1975. Technique and rationale of volcanic hazard appraisals in the Cascade Range, northwestern United States. *Environ. Geol.*, 1, 23-32.
- CRANDELL, D. R. and D. R. MULLINEAUX, 1978. Potential hazards from future eruptions of Mount St. Helens volcano, Washington. *U.S.G.S. Bull.*, 1383-C, 26 pp.
- CRANDELL, D. R., D. R. MULLINEAUX and M. RUBIN, 1975. Mount St. Helens volcano; recent and future behavior. *Science*, 187, 4175, 438-441.
- CSERNA, Z., J. J. ARANDA-GOMEZ and L. M. MITRE-SALAZAR, 1988. Mapa fotogeológico preliminar y secciones estructurales del Volcán Tacaná, UNAM, Inst. Geología. Carta Geol. y Min. No. 7.
- DAMON, P. E. and E. MONTESINOS, 1978. Late Cenozoic volcanism and metallogenesis over an active Benioff zone in Chiapas, Mexico. *Arizona Geol. Soc. Digest.* XI, 156-168.

- DAVIES, D. K., M. W. QUEARRY and S. B. BONIS, 1978. Glowing avalanches from the 1974 eruption of the volcano Fuego, Guatemala. *G. S. A. Bull.*, 89, 369-384.
- DAVIES, D. K., R. K. VESSELL, R. C. MILES, M. G. FOLEY and S. BONIS, 1978. Fluvial transport and downstream sediment modification in an active volcanic region. In: A. D. Miall (Ed.), *Fluvial Sedimentology. Canada Soc. Petrol. Geol. Mem.* 5, 61-84.
- DE LA CRUZ MARTINEZ, V., y R. HERNANDEZ ZUÑIGA, 1986. Geología del Volcán Tacaná, Chis. Geothermia, Rev. Méx. *Geoenergía*, 2, 5-21.
- DE LA CRUZ REYNA, S., 1986a. Tacaná (México/Guatemala): Local seismicity continues. *SEAN Bull.*, 11, 2, 4-5.
- DE LA CRUZ REYNA, S., 1986b. Tacaná (México): Earthquake swarm then small phreatic eruption. *SEAN Bull.*, 11, 4, 14.
- DE LA CRUZ REYNA, S., 1986c. Tacaná (México): New fumaroles above 8 May crater. *SEAN Bull.*, 11, 9, 9.
- DE LA CRUZ REYNA, S., B. SANCHEZ, E. H. MARTINEZ C. and E. R. QUEVEC, 1986. Tacaná (México/Guatemala): 2 months of increased seismicity. *SEAN Bull.*, 11, 1, 11-12.
- DE MONTESSUS DE BALLORE, F., 1884. Temblores y erupciones volcánicas en Centro América. Imprenta del Doctor Francisco Sagrini, San Salvador.
- DEATON, B. C. and B. BURKART, 1984. Time of sinistral slip along the Polochic fault of Guatemala. *Tectonophysics*, 102, 297-313.
- DENGO, G., 1973. Estructura geológica, historia tectónica y morfología de América Central. Inst. Centroamericano de Investigación y Tecnología Industrial (ICAITI), México-Buenos Aires, 52 pp.
- FISKE, R. S., 1984. Volcanologists, journalists and the concerned local public: A tale of two crises in the Eastern Caribbean. In: *Explosive Volcanism: Inception, Evolution and Hazards*, 170-176.
- FOXWORTHY, B. L. and M. HILL, 1982. Volcanic eruptions of 1980 at Mount St. Helens: The first 100 days. *U.S.G.S. Prof. Pap.* 1249, 125 pp.
- FRIEDMAN, J. D. and D. FRANK, 1977. Heat discharge from Mount St. Helens, Washington. *U.S.G.S. Open File Report* 77-541, 29 pp.
- FUDALI, R. F. and M. G. MELSON, 1971. Ejecta velocities, magma chamber pressure and kinetic energy associated with the 1968 eruption of Arenal Volcano. *Bull. Volc.*, 35, 383-401.
- GARCIA, N. P., C. A. LONDONO, L. A. RODRIGUEZ V. and N. ROJAS, 1986. Chemistry of gas emissions related to the 1985 eruption of Nevado del Ruiz Volcano, Colombia (Abstract). *EOS*, 67, 16, 403-404.
- GIERZYCKI, G. A., 1976. Geology and geochemistry of three andesitic stratovolcanoes, Colomba quadrangle, Guatemala. MS Thesis, Michigan Technological University, 86 pp.
- GILL, J., 1981. Orogenic andesites and plate tectonics. Springer Verlag, New York, N. Y., 390 pp.
- HAHN, G. A., W. I. ROSE, Jr. and T. MYERS, 1979. Geochemical correlation and genetically related rhyolitic ash flow and airfall tuffs. Central and Western Guatemala and the Equatorial Pacific. *Geol. Soc. Amer., Spec. Pap.*, 180, 101-112.
- HALSOR, S. P. and W. I. ROSE, Jr., 1988. Common characteristics of active paired volcanoes in northern Central America. *J. Geophys. Res.* 93, 4467-4476.
- HALSOR, S. P., 1989. Large glass inclusions in plagioclase phenocrysts and their bearing on the origin of mixed andesitic lavas at Tolimán Volcano, Guatemala. *Bull. Volcanol.*, 51, 271-280.
- HERD, D. G., 1986. 1985 eruption of Nevado del Ruiz, Colombia: overview (Abstract). *EOS*, 67, 16, 402-403.
- HOBLITT, R. P., C. D. MILLER and J. W. VALLANCE, 1981. Origin and stratigraphy of the deposit produced by the May 18 directed blast. In: P. W. Lipman and D. R. Mullineaux (Eds.), *The 1980 Eruptions of Mount St. Helens, Washington. U.S.G.S. Prof. Pap.* 1250, 401-420.
- HUMBOLDT, A. v., 1867. *Kosmos*. IV. Paris.
- IRVINE, T. N. and W. R. A. BARAGAR, 1971. A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. *Can. J. Earth Sci.*, 8, 523-548.
- KIEFFER, S. W., 1981. Fluid dynamics of the May 18 blast at Mount St. Helens. In: P. W. Lipman and D. R. Mullineaux (Eds.), *The 1980 Eruptions of Mount St. Helens, Washington, U.S.G.S. Prof. Pap.* 1250, 379-400.
- KILBURG, J. A., 1979. Geology of the Concepción Tutuapa quadrangle, Guatemala, Central America. PhD Dissertation, University of Pittsburgh, 270 pp.

- KUENZI, W. D., O. H. HORST and R. V. McGEHEE, 1979. Effect of volcanic activity on fluvial-deltaic sedimentation in a modern arc-trench gap, southwestern Guatemala. *G.S.A. Bull.*, 90, 827-838.
- LACROIX, A., 1904. La Montagne Pelée et ses éruptions. Masson, Paris, 662 pp.
- MAJORS, H. M., 1980. Mount St. Helens series. *Northwest Discovery*, 1, 1, 4-51.
- MALONE, S. D. and D. FRANK, 1975. Increased heat emission from Mount Baker, Washington. *EOS Trans. Amer. Geoph. Union*, 59, 10, 679-685.
- MELSON, W. G. and R. SAENZ, 1973. Volume, energy and cyclicity of eruptions of Arenal Volcano, Costa Rica. *Bull. Volc.*, 37, 416-437.
- MENA, M. and S. DE LA CRUZ REYNA, 1986. Tacaná (México): Gas emission continues but seismicity declines. *SEAN Bull.*, 11, 5, 3.
- MERCADO, R., K. L. HACKER and B. H. BALTE-SPERGER, 1992. A communication systems analysis of volcanic crisis communication: The 1976 La Soufrière, Guadeloupe, volcanic crisis. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* (in revision).
- MERCADO, R., W. I. ROSE, O. MATIAS and J. GIRON, 1988. November 1929 dome collapse and pyroclastic flow at Santiaguito Dome, Guatemala (Abstract). *EOS*, 69, 44, 1487.
- MINAKAMI, T., 1974. Prediction of volcanic eruptions. In: Civetta et al. (Eds.), *Developments in Solid Earth Geophysics 6: Physical Volcanology*, 313-333.
- MINAKAMI, T., S. UTIBORI and S. HIRAGA, 1969. The 1968 eruption of Volcano Arenal, Costa Rica. *Earthquake Res. Inst. (Tokyo) Bull.*, 47, 783-802.
- MINSTER, J. B. and T. H. JORDAN, 1978. Present day plate motions. *J. Geophys. Res.*, 83, B11, 5331-5354.
- MOLNAR, P. and L. R. SYKES, 1969. Tectonics of the Caribbean and Middle America from focal mechanisms and seismicity. *G.S.A. Bull.*, 80, 1639-1684.
- MOORE, J. G. and T. W. SISSON, 1981. Deposits and effects of the May 18 pyroclastic surge. In: P. W. Lipman and D. R. Mullineaux (Eds.), *The 1980 Eruptions of Mount St. Helens*, Washington. *U.S.G.S. Prof. Pap. 1250*, 421-438.
- MOOSER, F., H. MEYER-ABICH and A. R. McBIRNEY, 1958. Catalogue of the Active Volcanoes of the World including Solfatara Fields. Part VI: Central America. International Volcanological Association, 34-36.
- MUEHLBERGER, W. R. and A. W. RITCHIE, 1975. Caribbean-Americas plate boundary in Guatemala and southern Mexico as seen on Skylab IV orbital photography. *Geology*, 3, 232-235.
- MUGICA, M. R., 1979. Estudio radiométrico del macizo de Chiapas (franja costera). I.M.P. México, 29 pp. (inédito).
- MÜLLERRIED, F. K. G., 1951. La reciente actividad del Volcán de Tacaná, Estado de Chiapas, a fines de 1949 y principios de 1950. Informe del Instituto de Geología de la Universidad Nacional Autónoma de México, 28 pp.
- MULLINEAUX, D. R. and D. R. CRANDELL, 1962. Recent lahars from Mount St. Helens, Washington. *G.S.A. Bull.*, 73, 855-869.
- MULLINEAUX, D. R. and D. R. CRANDELL, 1981. The eruptive history of Mount St. Helens. In: P. W. Lipman and D. R. Mullineaux (Eds.), *The 1980 Eruptions of Mount St. Helens*, Washington. *U.S.G.S. Prof. Pap. 1250*, 3-15.
- NARANJO, J. L., H. SIGURDSON, S. N. CAREY and W. FRITZ, 1986. Eruption of the Nevado del Ruiz Volcano, Colombia, on 13 November 1985: Tephra fall and lahars. *Science*, 961-963.
- NEWHALL, C. G., 1987. Geology of the Lake Atitlán Region, Guatemala. In: S. N. Williams and M. J. Carr (Eds.), *Richard E. Stoiber 75th Birthday Volume*, *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 33, 23-55.
- NEWHALL, C. G. and W. G. MELSON, 1983. Explosive activity associated with the growth of volcanic domes. In: M. F. Sheridan and F. Barberi (Eds.), *Explosive Volcanism*. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 17, 111-131.
- NIXON, G. T., 1982. The relationship between Quaternary volcanism in Central America and the seismicity and structure of subducted ocean lithosphere. *G.S.A. Bull.*, 93, 514-523.
- PENFIELD, G. T., W. I. ROSE Jr. and S. P. HALSOR, 1986. Geologic map of the Lake Atitlán Volcanoes. *Geol. Soc. Amer., Map and Chart Series, MC - 55*.
- PERRET, F. A., 1937. The eruption of Mt. Pelée 1929-1932. Carnegie Institution of Washington, 126 pp.
- PHILLIPS, K. N., 1941. Fumaroles of Mount St. Helens and Mount Adams. *Mazama*, 23, 37-42.
- REAGAN, M. A., J. B. GILL, E. MALAVASSI and M. O. GARCIA, 1987. Changes in magma composition at Arenal Volcano, Costa Rica, 1968-1985: Real-time monitoring of open-system differentiation. *Bull. Volc.*, 49, 415-434.

- REYNOLDS, J. H., 1980. Late Tertiary volcanic stratigraphy of northern Central America. *Bull. Volc.*, 43, 601-607.
- REYNOLDS, J. H., 1987. Timing and sources of Neogene and Quaternary volcanism in South Central Guatemala. In: S. N. Williams and M. J. Carr (Eds.), Richard E. Stoiber 75th Birthday Volume, *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 33, 9-22.
- ROBIN, C. and C. BOUDAL, 1987. A gigantic Bezymianny-type event at the beginning of modern Volcán Popocatepetl. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 31, 115-130.
- ROOBOL, M. J., and A. L. SMITH, 1975. A comparison of the Recent eruptions of Mt. Pelée, Martinique, and Soufrière, St. Vincent. *Bull. Volc.*, 39, 214-240.
- ROOBOL, C. and C. BOUDAL, 1976. Mount Pelée, Martinique: A pattern of alternating eruptive styles. *Geology*, 4, 521-524.
- ROSE Jr., W. I., 1970. The geology of the Santiaguito volcanic dome, Guatemala. Ph. D. diss., Dartmouth College, 253 pp.
- ROSE Jr., W. I., 1972a. Notes on the 1902 eruption of Santa María volcano, Guatemala. *Bull. Volc.*, 36, 29-45.
- ROSE Jr., W. I., 1972b. Santiaguito volcanic dome, Guatemala. *G.S.A. Bull.*, 83, 1413-1434.
- ROSE Jr., W. I., 1973a. Pattern and mechanism of volcanic activity at the Santiaguito volcanic dome. *Bull. Volc.*, 37, 73-94.
- ROSE Jr., W. I., 1973b. Nuée ardente from Santiaguito Volcano, April 1973. *Bull. Volc.*, 37, 365-371.
- ROSE Jr., W. I., 1987a. Volcanic activity at Santiaguito Volcano. 1976-1984. *G.S.A. Spec. Pap.* 212, 17-28.
- ROSE Jr., W. I., 1987b. Santa María, Guatemala: Bimodal soda-rich calcalkalic stratovolcano. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 33, 109-129.
- ROSE Jr., W. I. and S. J. SIVONEN, 1986. Rapid high-quality major and trace element analysis of powdered rock by X-Ray fluorescence spectrometry. *X-Ray Spectrometry*, 15, 55-60.
- ROSE Jr., W. I., D. J. JOHNSON, G. A. HAHN and G. W. JOHNS, 1975. Skylab photography applied to geologic mapping in northwestern Central America. *Proc. NASA Earth Resour. Surv. Symp., Houston, Texas, June 1975, I-B*, 869-884.
- ROSE Jr., W. I., C. G. NEWHALL, T. J. BORNHORST and S. SELF, 1987. Quaternary silicic pyroclastic deposits of Atitlán Caldera, Guatemala. In: S. N. Williams and M. J. Carr (Eds.), Richard E. Stoiber 75th Anniversary Volume, *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 33, 57-80.
- ROSE Jr., W. I., T. PEARSON and S. BONIS, 1977. Nuée ardente eruption from the foot of a dacite lava flow, Santiaguito Volcano, Guatemala. *Bull. Volc.*, 40, 1-16.
- SAPPER, C., 1896. Sobre la geografía física y la geología de la península de Yucatán. *Instituto Geológico de México, Bol.* 3, 57 pp.
- SAPPER, C., 1897. Ueber die räumliche Anordnung der mittelamerikanischen Vulkane. *Zeitschr. Deut. Geol. Ges.*, 1897, 672-682, Berlin.
- SAPPER, K., 1903a. Vulkanische Ereignisse in Mittel Amerika und auf den Antillen. *Verhand. der 14. Deutschen Geog. Gesell. zu Cöln*, 13-34.
- SAPPER, K., 1903b. Der Ausbruch des Vulkans Santa María in Guatemala. *Centralblatt f. Miner., Geol. und Paläont.*
- SAPPER, K., 1905. In den Vulkangebieten Mittelamerikas und Westindiens. Verlag der E. Schweizerbartschen Verlagsbuchhandlung (Engele). Stuttgart. 334 Seite.
- SAPPER, K., 1917. Katalog der geschichtlichen Vulkanausbrüche. *Schriften der Wissenschaftlichen Gesellschaft in Strassburg*. 27. Heft.
- SAPPER, K., 1927. *Vulkankunde*. J. Engelhorn's Nachf. Stuttgart, p. 80.
- SAPPER, K. and F. TERMER, 1930. Der Ausbruch des Vulkans Santa María in Guatemala vom 2-4 November, 1929. *Zeitschr. f. Vulk.*, 13, 73-101.
- SHERIDAN, M. F., 1979. Emplacement of pyroclastic flows - A review. *G.S.A. Spec. Pap.* 180, 125-136.
- SIEBERT, L., 1984. Large volcanic debris avalanches: characteristics of source areas, deposits and associated eruptions. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 22, 163-197.
- STOIBER, R. E. and M. J. CARR, 1973. Quaternary volcanic and tectonic segmentation of Central America. *Bull. Volc.*, 37, 304-325.
- STOIBER, R. E. and W. I. ROSE Jr., 1969. Recent volcanic and fumarolic activity at Santiaguito Volcano, Guatemala. *Bull. Volc.*, 33, 475-502.
- 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, 1987. Growth of the lava dome at Mount St. Helens,

- Washington, U.S.A., 1981-1983. *G.S.A. Spec. Pap.* 212, 1-16.
- TILLING, R. I., 1989. Volcanic hazards and their mitigation: progress and problems. *Review of Geophysics.* 27, 2, 237-269.
- UI, T., 1983. Volcanic dry avalanche deposits - identification and comparison with nonvolcanic debris stream deposits. *In: S. Aramaki and I. Kushiro (Eds.), Arc Volcanism. J. Volcanol. Geotherm. Res., 18, 135-150.*
- VESSEL, R. K. and D. K. DAVIES, 1981. Nonmarine sedimentation in an active forearc basin: *In: SEPM Spec. Publ. 31, 31-45.*
- VOIGHT, B., H. GLICKEN, R. J. JANDA and P. M. DOUGLASS, 1981. Catastrophic rockslide avalanche of May 18. *In: P. W. Lipman and D. R. Mullineaux (Eds.), The 1980 Eruptions of Mount St. Helens. Washington. U.S.G.S. Prof. Pap. 1250, 347-378.*
- WADGE, G., 1983. The magma budget of Volcán Arenal, Costa Rica from 1968 to 1980. *J. Volcanol. Geotherm. Res., 19, 281-302.*
- WAIJT Jr., R. B., 1981. Devastating pyroclastic density flow and attendant air fall of May 18 - stratigraphy and sedimentology of deposits. *In: P. W. Lipman and D. R. Mullineaux (Eds.), The 1980 Eruptions of Mount St. Helens, Washington. U.S.G.S. Prof. Pap. 1250, 438-460.*
- WESTERCAMP, D. and H. TRINEAU, 1983. The past 5,000 years of volcanic activity at Mt. Pelée Martinique (F.W.I.): Implications for assessment of volcanic hazards. *In: M. F. Sheridan and F. Barberi (Eds.), Explosive Volcanism. J. Volcanol. Geotherm. Res., 17, 159-185.*
- WEYL, R., 1980. Geology of Central America. Gebrüder Borntraeger, Berlin, 2nd edition, 371 pp.
- WILLIAMS, S. N. and S. SELF., 1983. The October 1902. Plinian eruption of Santa María Volcano, Guatemala. *J. Volcanol. Geotherm. Res., 16, 33-56.*
- WILSON, C. J. N., 1980. The role of fluidization in the emplacement of pyroclastic flows: an experimental approach. *J. Volcanol. Geotherm. Res., 8, 231-249.*
- ZIELINSKI, R. A., 1982. The mobility of uranium and other elements during alteration of rhyolite ash to montmorillonite: A case study in the Troublesome Formation, Colorado, U.S.A. *Chem. Geol., 35, 185-204.*
-
- Reinaldo Mercado y William I. Rose
*Department of Geological Engineering,
Geology and Geophysics,
Michigan Technological University
Houghton, MI 49931 USA*