

03060
17
UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO

DIRECCIÓN GENERAL DE ESTUDIOS DE POSGRADO
PROGRAMA DE POSGRADO EN CIENCIAS DE LA TIERRA
ENTIDAD: INSTITUTO DE GEOFÍSICA

**GEOQUÍMICA Y ACTIVIDAD DEL VOLCÁN CHICHÓN:
La dinámica del sistema vulcano-hidrotermal y su lago cratérico
entre 1983 y 2002.**

TESIS

QUE PARA OBTENER EL GRADO ACADÉMICO DE
MAESTRO EN CIENCIAS

(VULCANOLOGÍA)

PRESENTA:

DMITRI ROUWET

CIUDAD DE MÉXICO, 2002

**TESIS CON
FALLA DE ORIGEN**



Universidad Nacional
Autónoma de México

Dirección General de Bibliotecas de la UNAM

Biblioteca Central



UNAM – Dirección General de Bibliotecas
Tesis Digitales
Restricciones de uso

DERECHOS RESERVADOS ©
PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL

Todo el material contenido en esta tesis esta protegido por la Ley Federal del Derecho de Autor (LFDA) de los Estados Unidos Mexicanos (México).

El uso de imágenes, fragmentos de videos, y demás material que sea objeto de protección de los derechos de autor, será exclusivamente para fines educativos e informativos y deberá citar la fuente donde la obtuvo mencionando el autor o autores. Cualquier uso distinto como el lucro, reproducción, edición o modificación, será perseguido y sancionado por el respectivo titular de los Derechos de Autor.

GEOQUÍMICA Y ACTIVIDAD DEL VOLCÁN CHICHÓN: La dinámica del sistema vulcano-hidrotermal y su lago cratérico entre 1983 y 2002

RESUMEN

I. INTRODUCCIÓN

I.1 Situación Geológica y Tectónica

I.1.1 La Situación tectónica

I.1.2 La Situación geológica

- Geología estructural

- Estratigrafía

- Actividad volcánica

- Las erupciones del 29 de marzo hasta el 4 de abril de 1982

I.2 La situación actual del volcán Chichón: observaciones del autor

I.2.1 La hidrología alrededor del volcán Chichón

I.2.2 El sistema vulcano-hidrotermal actual del Chichón

I.2.3 Vegetación y geomorfología

I.3 Objetivos de este estudio

II. METODOLOGÍA

II.1 Preparación y trabajo de campo

II.2 Química analítica

II.3 Isótopos estables

II.3.1 Estándares y la notación de delta

II.3.2 Muestras

II.4 Estimación del volumen del lago volcánico

III. RESULTADOS

III.1 El clima y el agua meteórica

III.2 Química analítica

III.2.1 Las fumarolas

III.2.2 El agua del lago

III.2.3 los posos hirviendo: "Soap pools"

III.2.4 Agua Caliente

III.2.5 Agua Roja

III.2.6 Varias aguas alrededor del Chichón

III.3 Isótopos estables

III.3.1 Las fumarolas

III.3.2 El agua del lago

III.3.3 los posos hirviendo: "Soap pools"

III.3.4 Agua Caliente

III.3.5 Agua Roja

III.3.6 Varias aguas alrededor del Chichón

III.4 Estimación del volumen del lago

IV. DISCUSIÓN: Descripción del sistema Vulcano-hidrotermal del Chichón

IV.1 El lago volcánico del Chichón

IV.1.1 Comparación con otros lagos volcánicos en el mundo

IV.1.2 Balance de masa

- *El Módulo de evaporación*
- *El Módulo de precipitación*
- *El Módulo de infiltración*
- *La descarga de los SP*
- *Justificación con las ecuaciones del "modelo de caja"*
- *Discusión: "Modelo de caja"*
- *Conclusiones*

IV.2 "Mixing Plots"

IV.2.1 Aguas termales del cráter y Agua Caliente

IV.2.2 Agua Roja

IV.3 Las fuentes de los gases y la situación tectónica del Chichón

IV.3.1 La relación N₂-Ar-He

IV.3.2 Isótopos de He

IV.3.3 La situación tectónica del Chichón

**TESIS CON
FALLA DE ORIGEN**

IV.4 Geotermometría

IV.4.1 Geotermometría de gases

IV.4.2 Geotermometría de cationes y SiO₂

- Las aguas termales del lago, de los SP y de AC
- Agua Roja
- AT y AS
- Las fracciones de vapor y agua meteórica en los SP

IV.4.3 Conclusiones

IV.5 Interacción Agua-Roca

IV.5.1 Elementos de traza

- El lago
- AR

IV.5.2 Índices de Saturación: SOLVEQ

- El lago
- Los SP

IV.5.3 Conclusiones

IV.6 Isótopos

IV.6.1 Isótopos estables de hidrógeno y oxígeno

- Aguas meteóricas
- Agua Caliente
- Agua Roja
- Los fluidos dentro del cráter

IV.6.2 Isótopos de azufre

IV.6.3 Tritio

V. EL MODELO DEL SISTEMA VULCANO-HIDROTERMAL DEL CHICHÓN

V.1 La fuente de Cl en el lago

V.2 El sistema de los SP

V.2.1 *¿De donde viene el Cl de los SP?: El principio del “lago enterrado de 1983”*

- El volumen del “lago enterrado”

V.2.2 *¿Cómo funcionan los SP?: El principio de “la bolsa de vapor”*

V.3 El complejo sistema Vulcano-hidrotermal del Chichón

V.4 La actividad futura del volcán Chichón

VI. CONCLUSIONES

REFERENCIAS

GEOQUÍMICA Y ACTIVIDAD DEL VOLCÁN CHICHÓN: La dinámica del sistema vulcano-hidrotermal y su lago cratérico entre 1983 y 2002

RESUMEN

El volcán Chichón en el noroeste del estado de Chiapas, México, hizo erupción muy explosivamente en la primavera de 1982. Ahora el volcán y su sistema vulcano-hidrotermal activo se distingue de otros volcanes activos en el mundo. Dentro de su cráter con un diámetro de un kilómetro se encuentra un lago volcánico muy dinámico, fumarolas y posos hirviendo con pHs neutrales y un alto contenido de cloro.

El carácter dinámico del lago volcánico va a ser estudiado por medio de cálculos de balance de masa que puede dar una vista cuantitativa en los cambios del lago dentro de su sistema vulcano-hidrotermal. Este acercamiento es muy renovante en la vulcanología.

La isotopía de He corresponde con la tectónica excepcional en la cual se ubica El Chichón.

Por medio de métodos geoquímicos como química analítica, geotermometría, geoquímica isotópica y la modelación química con el programa SOLVEQ se explica el comportamiento del sistema vulcano-hidrotermal en detalle, resultando en el modelo del "lago enterrado de 1983" con una "bolsa de vapor".

Al final se concluye que el volcán Chichón actual es más un sistema vulcano-hidrotermal muy joven y activo que un volcán llegando a una actividad eruptiva peligrosa.

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

I. INTRODUCCIÓN

La primavera del año 1982, el volcán Chichón, ubicado en el noroeste del estado de Chiapas, México, tuvo actividad explosiva en una serie de diez erupciones, de las cuales seis plinianas y sub-plinianas y cuatro de menor tamaño (Yokoyama et al., 1992). Estas erupciones cobraron la vida de alrededor de 2000 personas, abrieron el sistema hidrotermal, ya existente, y formaron un cráter de alrededor de un kilómetro de diámetro.

Desde el otoño de 1982 hasta la fecha un lago ocupa el cráter activo (Casadevall et al., 1984). El sistema vulcano-hidrotermal del Chichón es muy complejo: dentro del cráter existen el lago volcánico, pozos de lodo hirviendo, manantiales hirviendo con pH neutral, fumarolas y tierra humeando. Cada fenómeno muestra la actividad volcánica del Chichón con su propio acercamiento geoquímico.

I.1 Situación Geológica y Tectónica

El volcán Chichón se encuentra dentro de una región tectónicamente compleja. Sobre la geología y tectónica del estado de Chiapas y alrededores aún existe mucha discusión (Guzmán-Speziale et al., 1989; entre otros).

El Chichón, junto con el Tacaná, son los únicos volcanes con actividad intensa en el sur de México y se sitúa entre la Faja Volcánica Transmexicana y la cadena volcánica de América Central (Figura I.1). Sobre el porque de la existencia de un volcán tan activo en el sur de México todavía hay mucho incertidumbre.

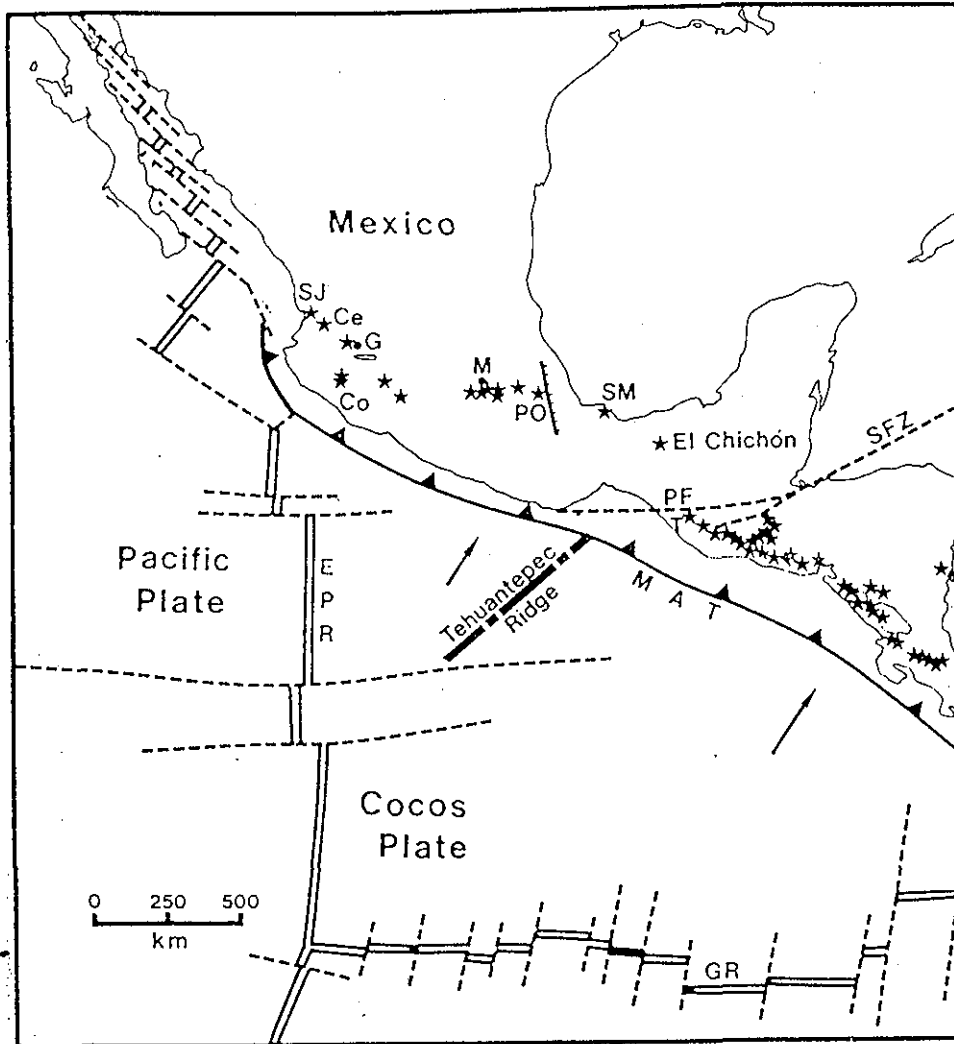


Figura I.1: Mapa de la situación tectónica de México (Luhr et al., 1984).

SJ, Ce, Co, PO, SM = volcanes dentro de la Faja Volcánica Transmexicana

G = Guadalajara

M = México DF

PF = Las fallas de Polochic

MAT = Trincheras Meso Americano

EPR = Dorsal del este del Pacífico

GR = Dorsal del Galapagos

* = Volcanes

1.1.1 La situación tectónica

El volcán Chichón (17.36 N; 93.23 W) se ubica cerca del punto triple entre las placas de Cocos, Norteamérica y Caribe (Figura 1.1). La localización de este punto triple no se considera como un punto específico, pero se estrecha en una zona intensamente deformada de varios cientos de kilómetros en el sur de México y Guatemala. El punto triple se define como punto inestable del tipo trinchera-falla transcurrente, desarrollándose hasta una situación estable (Guzmán-Speziale et al., 1989).

En el norte de Guatemala se encuentra el sistema de **fallas de Motagua-Polochic** (Figura 1.1 y 1.2). Estas fallas izquierdas se estrechan en una dirección este-oeste. Las fallas del sistema de Motagua llegan hasta el sur de México, donde desaparecen a la altura del **Batolito de Chiapas** (Figura 1.2), un complejo cristalino rígido de edad Permo-Triásico. Como este batolito es rígido, se lo puede considerar como amortiguador, que frena el movimiento sinistral de las fallas de Motagua. Los desplazamientos a lo largo de la zona de fallas de Motagua-Polochic se establecieron desde el Terciario-Medio y continúan hasta la fecha.

Hacia el este las fallas de Motagua-Polochic forman la Fosa de Caimán que continúa al sur de Cuba (Figura 1.2). Esta depresión se formó durante el Eoceno-Tardío u Oligoceno-Temprano como una cuenca "pull-apart" del sistema de fallas sinistralas (Guzmán-Speziale et al., 1989).

Al sur del sistema de fallas de Motagua-Polochic se observan estructuras que sugieren un régimen tectónico extensional (Figura 1.2). Estos sistemas de fosas, con estrechamiento N-S se formaron en el Cenozoico. Un ejemplo es el Graben de la Ciudad de Guatemala. Las fosas se encuentran en el norte del **Bloque Chortis**; una unidad tectónica mayor, que forma el basamento rígido bajo el territorio actual de Guatemala, El Salvador, Honduras y Nicaragua, y que tiene afinidades geológicas, parecidos a los masivos Paleozoicos en los estados mexicanos de

Oaxaca y Guerrero. Esto sugiere que el Bloque Chortis se movió a lo largo de la costa actual de México hacia el sureste, llegando a su posición actual (Guzmán-Speziale et al., 1989). El norte del Bloque Chortis, al sur de las fallas de Motagua-Polochic, está sujeto a tensiones y grandes fuerzas por la inestabilidad del punto triple. Se dice que esta zona está "cerrada".

Esta zona inestable, ancha (200 kilómetros) y tectónicamente muy activa forma el límite entre las placas Caribe y Norteamérica.

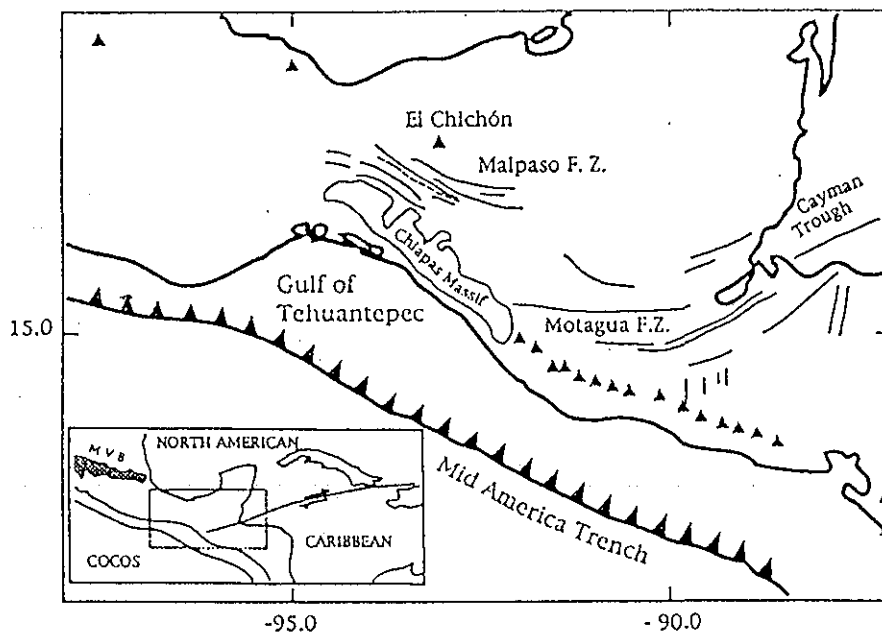


Figura 1.2: El área del punto triple entre placas Norteamérica-Cocos-Caribe y la situación tectónica (Zúñiga y Díaz, 1994).

Dentro de México, en el centro-norte del estado de Chiapas, el sistema de fallas de Motagua-Polochic se ramifica en otra zona de fallas transcurrentes izquierdas: la zona de las **fallas de Malpaso** (Figura 1.2). Estas fallas que cruzan la zona al sureste del volcán Chichón y cubren una zona alrededor de 200 kilómetros aparacieron en el Cretácico Tardío y siguen activas (Guzmán-Speziale et al., 1989).

En el **Istmo de Tehuantepec**, al SW del Chichón, se encuentra una falla grande, también transcurrente y izquierda: la **Falla de Salina Cruz**. Mediante la observaciones de la litología y geología en esta zona, se sugiere una edad más vieja de Jurásico Tardío.

Un fenómeno muy importante dentro de esta región activa es la **subducción de la placa de Cocos** debajo de las placas de Norteamérica y de Caribe (Figura 1.1). Esta subducción también es compleja. Un elemento crucial en la subducción debajo de la placa continental Chiapaneca, es la **Dorsal de Tehuantepec** (**Tehuantepec Ridge**), una zona de fallas y pliegues con dirección SW-NE dentro de la placa oceánica de Cocos (Figura 1.1). La Dorsal de Tehuantepec es una zona de deformación extensa, que divide la placa de Cocos en dos provincias corticales oceánicas distintas con una batimetría diferente. La Dorsal de Tehuantepec está interpretada como un límite dorsal-trinchera-falla transcurrente dentro de la placa de Cocos (Ponce et al., 1992). Al norte de la Dorsal de Tehuantepec, la **placa de Cocos** subduce debajo de México con un ángulo más pequeño que lo de al sur, es una situación común para la subducción mexicana más al norte. Al sur de la Dorsal de Tehuantepec, la placa de Cocos subduce con un ángulo de 40-50° debajo el continente Chiapaneco. Actualmente no se detecta movimiento o actividad sísmica a lo largo de la Dorsal de Tehuantepec (Ponce et al., 1992). En las Figuras 1.1 y 1.2 se puede ver que la trinchera en el Golfo de Tehuantepec se situa a 180 km de la costa; una situación anormal para la subducción mexicana. El ángulo de subducción más alto al sur de la dorsal, se debe probablemente a la diferencia en edad entre las dos provincias oceánicas: 15

millones de años. La placa de Cocos tiene una edad Miocénica (20 Ma) al momento de subducirse debajo de la placa norteamericana al sur de la dorsal. Se puede concluir que la dorsal de Tehuantepec tiene un papel importante en la diferencia de edad y profundidad del Océano Pacífico y el ángulo de subducción, aunque todavía falta claridad respecto a los procesos que generan estos cambios drásticos en una zona de 150 km de ancho. Procesos similares se han observado en Perú, donde cambia el ángulo de subducción drásticamente a lo largo de 50 km (Ponce et al., 1992).

Por medio de estudios sismológicos en ambas zonas de subducción, no existe ninguna duda sobre los ángulos de subducción diferentes: al norte de la Dorsal de Tehuantepec la zona de Benioff-Wadati se encuentra a una profundidad máxima de 80 km, mientras que al sur de la dorsal está a una profundidad máxima de 200 km (Guzmán-Speziale, 1989).

Se puede concluir que la subducción de la placa de Cocos es más joven al norte de la Dorsal de Tehuantepec y con sus ángulos de subducción bajos, pertenece a una subducción de tipo Chileno. Al contrario, la subducción de la placa de Cocos con una edad más grande al sur de la dorsal de Tehuantepec, es del tipo Mariana (Uyeda, 1982; Uyeda y Kanamori, 1979).

En esta región compleja se sitúa **el volcán Chichón**; a 170 km de la costa Chiapaneca y 350 km de la trinchera Mesoamericana, entre 180 y 225 km por arriba de la placa subducida de Cocos, con su espesor de alrededor de 45 km, en los límites occidentales de la zona de fallas de Malpaso y justamente arriba de la dorsal de Tehuantepec subducida (Figura I.2) (Luhr et al., 1984; Havskov et al., 1983). El Chichón se encuentra a 450 km al sureste de los volcanes activos de la **Faja Volcánica Transmexicana**, 220 km al sur de los volcanes Cuaternarios del **campo volcánico de los Tuxtlas** y 280 km al noroeste del **volcán Tacaná**, que es el primer volcán de la **Cadena Volcánica Mesoamericana** en la frontera entre México y Guatemala (Medina-Martínez, 1986; Figura I.1).

7

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

1.1.2 La situación geológica

- Geología estructural

El Chichón es el volcán más joven, y único activo, de la Faja Volcánica Chiapaneca, que se estrecha por 150 km de noroeste al sureste en el estado de Chiapas (Macías et al., 1997). El volcán se encuentra en los límites noroeste de la Sierra de Chiapas, una cadena montañosa de rocas Mesozoicas y Terciarias intensamente deformadas en el centro y norte de Chiapas. Las fallas se estrechan hacia el noroeste y se hunden debajo de los sedimentos Plio-Cuaternarios de la planicie costera del Golfo de México. Las formaciones plegadas contienen una gran cantidad de hidrocarburos (Duffield et al., 1984).

El volcán Chichón se ubica sobre el pliegue **sinclinal de Buena Vista**, entre dos pliegues anticlinales: el **anticlinal de Caimba** al noreste y el **anticlinal de Unión** al suroeste del volcán (Medina et al., 1990). Debajo del volcán, se puede observar una estructura dómica aparentemente formada por intrusión magmática (Duffield et al., 1984).

Al noreste del Chichón se estrecha la **falla de San Juan** en una dirección N60°W. Esta falla se considera la prolongación occidental del sistema de fallas de Motagua-Polochic. A lo largo de la falla de San Juan se manifiestan 2 cuerpos magmáticos del Plioceno: un cuerpo granodiorítico a 17 km al este y un flujo basáltico fisural a 12 km también al este del Chichón. Toda la deformación ocurrió durante el Mioceno (Medina et al., 1990)

Dentro del lago cratérico actual del Chichón, se observan salidas de gases, con alineación noroeste-sureste (Medina et al., 1990 y observaciones de campo).

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

- *Estratigrafía*

Las rocas del basamento debajo del volcán Chichón tienen una edad Cretácico-Mioceno y un espesor hasta más de 800 metros. Con base en datos de pozos de PEMEX, se descubrió que el basamento Cretácico está inclinado hacia el suroeste (Medina et al., 1990). Seis kilómetros al este del volcán afloran calizas dolomíticas del Cretácico Medio y Tardío dentro del núcleo del pliegue anticlinal de Caimba. Sobre estos carbonatos Cretácicos se depositaron areniscas epiclásticas durante el Paleoceno hasta el Mioceno. Debajo de los carbonatos Cretácicos existen depósitos evaporíticos Jurásicos, una facie sedimentaria muy común en la región costera del sur del Golfo de México, la zona petrolera más importante del país. Estas evaporitas crecieron en estructuras diapíricas de sales como anhidrita y halita (Duffield et al., 1984).

- *Actividad volcánica*

Fechamientos radiométricos por medio de K-Ar muestran que El Chichón nació probablemente durante el Pleistoceno (entre 209,000 y 276,000 años AP) y eventos eruptivos recientes ocurrieron en los últimos 8,000-10,000 años (Duffield et al., 1984; Tilling et al., 1984; Espíndola et al., 2000).

Durante la historia del volcán Chichón, su actividad volcánica y tipo de vulcanismo ha sido muy constante. El Chichón no es un estratovolcán; sino un complejo de domos y depósitos piroclásticos asociados (McGee et al., 1987). Ningún flujo de lava se ha observado en los productos volcánicos que están constituidos por productos piroclásticos. Se observan depósitos de caídas plinianas de cenizas y pómez, flujos y oleadas piroclásticos, depósitos laháricos, depósitos de material dómico, suelos y paleosuelos y complejos de domos de lava. Todas las rocas formadas durante la historia del Chichón tienen una composición alcalina; se han clasificado como traquiandesitas alcalinas, muchas veces ricas en anhidrita (McGee y Tilling, 1983; Espíndola et al., 2000). Éstas contienen mucho azufre,

aunque la concentración de azufre disminuya en los depósitos más recientes, y son más ricos en sílice (Rose et al., 1984). La petrografía de las plagioclasas demuestra cambios en la cámara magmática inducidos por actividad eruptiva repetitiva y explosiva (McGee y Tilling, 1983).

Antes de la serie de erupciones de marzo y abril de 1982, ocurrieron eventos importantes hace ~ 550, 900, ~ 1250, 1500, ~ 1590, 1900, 2000, 2500, 3100, 3700 y 7700 años (Carey et al., 1983; Espíndola et al., 2000). De estas 11 erupciones se sugiere que nueve eran eventos explosivos, parecidos o más fuertes al evento de 1982 de VEI 4. Estas erupciones del Chichón tuvieron influencia en la civilización Maya Clásica. La tasa de erupción del Chichón es muy alta: la probabilidad que ocurra otra erupción dentro de los siguientes 100 años es de 22% (Espíndola et al., 2000).

Las erupciones fueron seguidos de una etapa de construcción de domos, mientras que la actividad hidrotermal se supone constante durante todo el tiempo. Se pueden observar ciclos de actividad volcánica cada 100 hasta 650 años (Rose et al., 1984; Tilling et al., 1984; Espíndola et al., 2000). Varias erupciones en la historia del Chichón, incluyendo la última en 1982, liberaron grandes cantidades de SO₂, que puede tener gran influencia en el enfriamiento global (Tilling et al., 1984; Matson, 1984).

Antes de la erupción de 1982, el volcán Chichón tenía una altitud de 1250 metros debido al domo central, que se encontraba dentro del cráter "somma", con un diámetro de 1600 metros (Weintraub, 1982).

- Las erupciones del 29 de marzo al 4 de abril de 1982

El 29 de marzo de 1982 comenzó la serie de diez erupciones (Figura 1.3). Esta actividad volcánica es la más intensa que se ha registrado en México desde el inicio del siglo pasado (Medina-Martínez, 1986). La primera y las dos últimas explosiones, el 4 de abril de 1982, fueron de mayor magnitud. Altitudes de columnas plinianas hasta 32 km fueron calculadas por Carey y Sigurdsson (1986). La explosividad de las erupciones se debió al gran contenido de agua y de especies gaseosas (Medina-Martínez, 1986). Presentándose una alta concentración de azufre en los productos volcánicos. Varekamp et al. (1984) calcularon concentraciones excepcionalmente altas de SO₃ (hasta 2.6 wt%) dentro del magma.

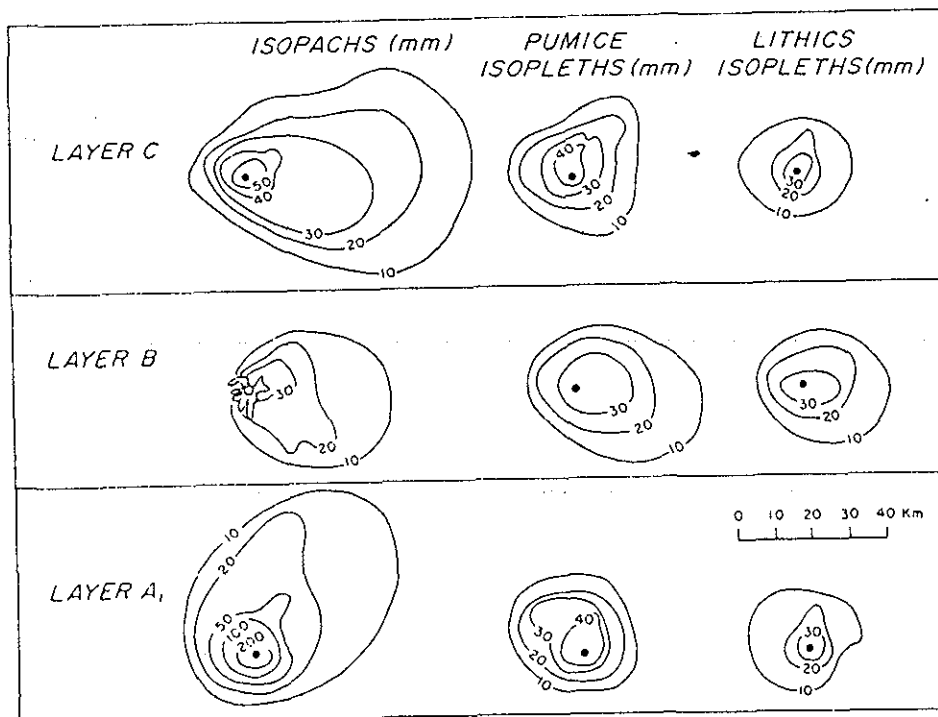
El Chichón 1982 eruption chronology (all times are GMT)

Date	Eyewitness ^{1,2}	Satellite ²	Seismic ¹	Duration (hrs.)	Tephra-fall designation	Description
29 March	0532	0530-0600	0515	~ 5	A ₁	Major phreatoplinian eruption, eruption column > 17 km, plume dispersed to ENE and WSW
30 March	—	1500	—	—	—	Small explosion plume dispersed east about 120 km
30 March	—	2100	—	~ 4	—	Small explosion, eruption cloud to mid-troposphere, plume dispersed 350 km to N
31 March	—	1930	—	—	—	Small explosion, eruption cloud to upper troposphere, plume dispersed to E
2 April	1700?	—	—	—	—	Small explosion, mushroom-shaped cloud rose to 3.5 km in 30 min
3 April	—	0000-0030	—	—	—	Small explosion, plume dispersed to E
3 April	—	0830-0900	0840	—	A ₂	Small eruption, eruption column reached tropopause, plume dispersed to ENE and WSW
3 April	—	1500	—	—	—	Small explosion, plume dispersed to SW and SE
4 April	0135	0130-0200	0139	~ 4	B	Major plinian eruption, eruption column > 17 km, plume dispersed ENE and WSW; pyroclastic flows and surges
4 April	1122	1130	1110	7	C	Major phreatoplinian eruption, eruption column > 17 km, plume dispersed ENE and WSW

Figura 1.3: Resumen de las 10 erupciones del Chichón entre el 29 de marzo y el 4 de abril del 1982 (Sigurdsson et al., 1984).

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

La primera erupción freatoplíniana del 29 de marzo de 1982 generó una pluma de 20 km de altitud que transportó ceniza y pómez hacia el noreste y depositó la capa A1 (Figura I.4, Sigurdsson et al., 1984). La velocidad de la expulsión de la pluma plíniana de esta erupción fue de 400 m/s (Medina-Martínez, 1986). Una erupción menor, el día tres de abril de 1982, depositó la capa de tefra A2. Las columnas de las dos últimas erupciones plínianas y freatoplínianas del 4 de abril llegaron hasta 32 y 29 km, respectivamente y la velocidad de expulsión se aproximó 1000 m/s (Carey & Sigurdsson, 1986; Medina-Martínez, 1986). Estas explosiones que duraron varias horas depositaron capas de tefra roja-gris, respectivamente B y C, hacia el este del volcán (Figura I.4). Los cuatro depósitos de caída de tefra y ceniza cubren gran parte de la península Yucateca (Sigurdsson et al., 1984; Yokoyama et al., 1992).



TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

Figura I.4: Distribución de los depósitos de caídas de cenizas (Sigurdsson et al., 1984).



Entre los eventos grandes del 29 y 4 de abril ocurrieron tres flujos piroclásticos importantes. El flujo piroclástico en el Valle de Nicapa, con un espesor hasta aproximadamente 40 metros, es rico en pómez y cenizas. Otros flujos piroclásticos bajaron por los ríos Susnubac y Magdalena. Estos dos tienen espesores menores a los de Nicapa (Sigurdsson et al., 1984).

En un radio máximo de ocho kilómetros del cráter, tres oleadas piroclásticas destruyeron la vegetación y cuatro poblaciones: Naranjo, Francisco León, Tanchichal y Guayabal, en una zona radial alrededor del volcán con un superficie de 153 km² (Figura I.5, Sigurdsson et al., 1984; Sigurdsson et al., 1987). Las tres oleadas ocurrieron el cuatro de abril, durante las últimas erupciones más explosivas (Macías et al., 1997). Estos depósitos bandeados contienen mucha pómez: rojo en su base y gris en la cima. Las oleadas piroclásticas muestran estructuras sedimentarias de dunas y laminación cruzada y tienen un espesor máximo de tres metros.

La primer oleada, S₁, proviene directamente del cráter, las dos últimas, S₂ y S₃, se generaron por colapso de la columna pliniana (Sigurdsson et al., 1987). El cráter actual se formó durante la penúltima erupción hidromagmática explosiva, el 4 de abril 1982 (Medina-Martínez, 1986; Sigurdsson et al., 1987; Macías et al., 1997). La columna pliniana de esta erupción incorporó muchos líticos del edificio volcánico y produjo un cráter de aproximadamente un kilómetro de diámetro. Dado que la densidad efectiva de la columna aumentó, se produjo el colapso de la columna pliniana y se generó la oleada S₂, que tenía velocidades iniciales de aproximadamente 77 m/s (Macías et al., 1997). Medina-Martínez (1986) calculó un porcentaje de agua de 15% en estas erupciones plinianas.

Estos eventos eruptivos se caracterizaron por fluctuaciones drásticas entre actividad magmática e hidromagmática (Macías et al., 1997).

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

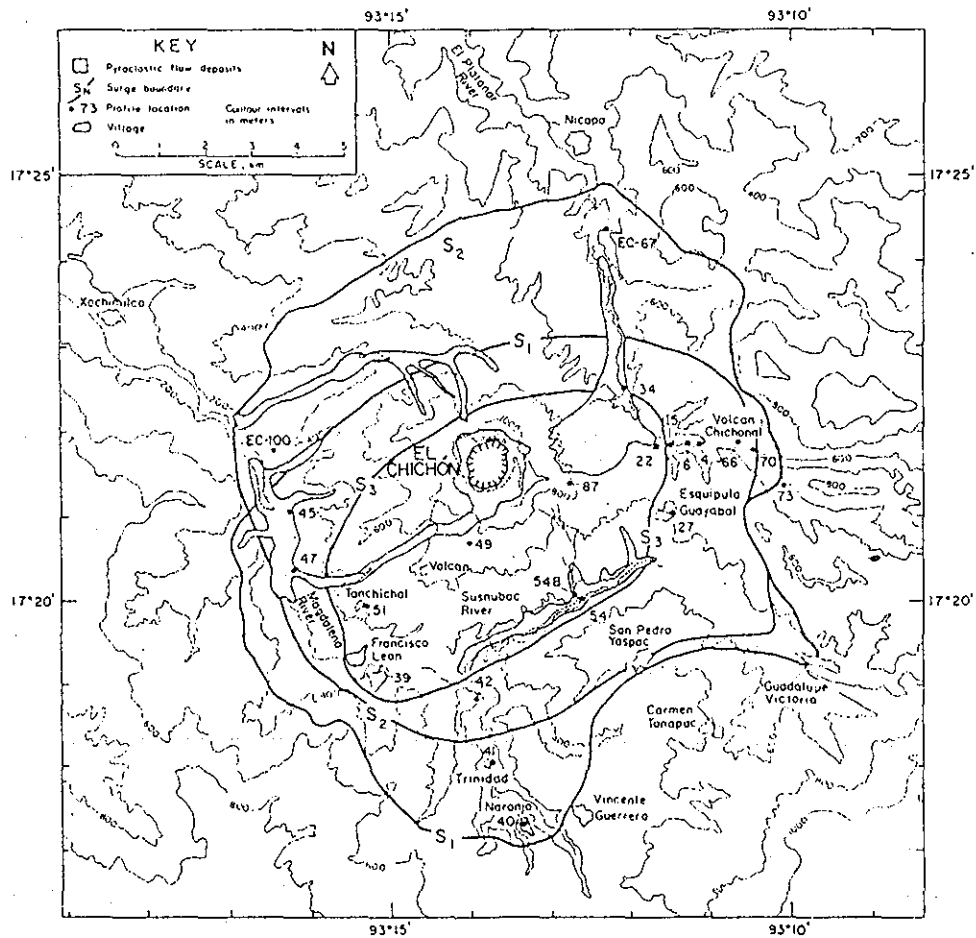


Figura 1.5: Mapa de los alrededores del Chichón que muestra la distribución de los depósitos de las oleadas piroclásticas (Sigurdsson et al., 1984).

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

Los flujos piroclásticos y flujos de escombros taparon el Río Magdalena por lo que se formó una represa natural de cinco kilómetros de largo después de las últimas erupciones. El 26 de mayo del 1982, la presa se rompió y un lahar bajó por el Río Magdalena (Sigurdsson et al., 1984).

Duffield et al. (1984) comentaron que hasta 68% de los depósitos de la serie de erupciones del Chichón en 1982 está compuesto por material del domo destruido. Según Sigurdsson et al. (1984) alcanzan porcentajes hasta 30%. El hecho es que el domo central, que se formó antes de las erupciones del 1982, fue completamente destruido. El sistema hidrotermal, presente antes de las erupciones en la zona angosta entre el cráter 'somma' y el domo central, se destruyó por las erupciones de 1982 (Macías et al., 1997).

Las erupciones de mayo y abril de 1982 destruyeron nueve pueblos y mataron a alrededor de 2,000 personas. Antes de la erupción del Pinatubo en 1991, los eventos más recientes del Chichón son de los más destructivos y explosivos en el mundo durante los últimos siglos (Weintraub, 1982).

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

I.2 La situación actual del volcán Chichón: observaciones del autor

I.2.1 La hidrología alrededor del volcán Chichón

Las erupciones de 1982 dejaron depósitos piroclásticos muy permeables. Las fuertes lluvias en esta zona de México infiltran aguas que fluyen intensamente en estos acuíferos recientes, resultando en una red hidrológica bien definida. El drenaje principal de la zona ocurre por el Río Magdalena, un río grande al sur y suroeste del volcán ya existente desde antes de las erupciones de 1982. Alrededor del volcán existen varios manantiales, tanto de aguas frías como de aguas termales.

A una distancia de seis kilómetros al este del volcán se encuentran los manantiales aquí denominados de Agua Roja (AR), ya que generan ríos de color rojo por sus precipitaciones de óxidos de fierro (Foto I.1). Por lo tanto estos manantiales de AR se encuentran a lo largo de la vía del acceso hacia el volcán, estas aguas han sido muestreadas intensivamente desde mayo de 1995. Son aguas exóticas por su alto contenido de SO_4 y Ca, pH bajo e isotopía poco común. Al sureste del volcán un kilómetro del cráter, nacen las aguas termales de Agua Caliente (AC). Estas aguas termales descargan hacia el Río Magdalena, un río grande ya existente desde antes de las erupciones de 1982. Los manantiales de AC también existían desde antes de 1982. Debido a la topografía abrupta y la vegetación creciente los manantiales de AC son difíciles de acceder lo cual inhibe un muestreo más regular de dichas aguas.

Al poniente del volcán también existen manantiales de agua caliente (51°C) que fluyen hacia el Río Magdalena. Estos manantiales son llamados Agua Tibia y Agua Salada.

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

1.2.2 El sistema vulcano-hidrotermal actual del Chichón

Como ya se comentó, después de las erupciones de la primavera de 1982 se observó un cráter circular de aproximadamente un kilómetro de diámetro y una profundidad hasta más que 160 m (Sigurdsson et al., 1984; Rose et al., 1984, entre otros). Con la destrucción del domo central, el volcán es menos alto por lo que su altitud actual es de 1050 msnm (Duffield et al., 1984). Contrario a lo esperado, El Chichón no ha formado un domo nuevo dentro del cráter actual. Al suroeste y noroeste, fuera del cráter 'somma', existen dos estructuras dómicas (Foto I.2) (Macías et al., 1997). Es posible que el domo suroccidental tenga fumarolas, pero hasta la fecha no se ha podido verificar.

Dentro del cráter el autor observa un lago de aproximadamente 600x200 m² así como actividad vulcano-hidrotermal que se manifiesta con fumarolas, pozos y lodo hirviendo y tierra humeante (Fotos I.2 y I.3). La formación y la geoquímica del sistema vulcano-hidrotermal, justamente después de las erupciones de 1982, fue descrito por Casadevall et al. (1984). Armienta et al. (1995), Taran et al. (1998) y Armienta et al. (2000) investigaron los cambios en la geoquímica dentro del sistema vulcano-hidrotermal activo hasta el año 1998. Este trabajo es su continuación.

El lago ocupa gran parte del cráter central y tiene temperaturas de entre 25° y 35°C (Foto I.2). El volumen del lago es muy variable: en enero de 2001 se observó el lago más grande hasta la fecha, en enero de 2002 el volumen del lago era mucho menor y parecido al de noviembre de 1998. La situación de abril de 2002 era comparable a la de julio de 2001.

El campo fumarólico dentro del cráter se observa en el norte (FN), en el oeste y hacia el sur del lago. Las temperaturas de las fumarolas del Chichón generalmente son bajas (~ 100°C), pero en enero de 2002 se midió al poniente del lago una temperatura máxima de 134°C en una fumarola. Un montículo de material piroclástico derrumbado desde la ladera forma el límite entre el campo fumarólico al norte del lago, el lago mismo y un campo extenso con pozos hirviendo (Foto I.2). Estos pozos hirviendo fueron nombrados 'Soap Pools' (SP) por Taran et al.

(1998); los SP mostraban espuma parecida a jabón sobre su burbujeante superficie. La espuma ya no se observa en la actualidad, pero se continua utilizando el nombre 'Soap Pool' en este trabajo. Las aguas de las orillas en el sector norte del lago son más calientes, por su cercanía al campo fumarólico y a los SP. En enero de 2002 en este sector se observó un pozo de lodo burbujeando, con un diámetro de alrededor de seis metros. En enero de 2001, este pozo de lodo se encontraba sumergido debajo del nivel del lago. Durante 2001, se representaron dos situaciones extremas concerniente a los SP: en enero y abril de 2001, los pozos termales SP fueron muy abundantes, tenían mucha agua y una descarga alta hacía el lago; por el contrario, en enero de 2002 se observó una situación de descarga casi nula. Los SP se secaron casi completamente en enero de 2002, volviendo a su estado de noviembre de 1998 y solo emitían vapor. En enero de 2002, por primera vez, se observaron manantiales termales de aguas rojas dentro del campo fumarólico y sus alrededores.

Al suroeste del lago, la tierra que lo bordea está caliente. Esta zona fue completamente inundada por el lago en enero y abril de 2001. Cien metros más al sureste se encuentra el campo fumarólico sur.

Fuera de unas fumarolas pequeñas con temperaturas de aproximadamente 100°C y tierra caliente observada en enero de 2001, el este del cráter es muy estable.

1.2.3 Vegetación y geomorfología

La vegetación pastizal y selvática alrededor del volcán se está recuperando actualmente y lluvias fuertes (hasta >4000 mm/año) erosionan los depósitos no consolidados, dando como resultado una geomorfología de barrancas profundas en los flancos del volcán. Los alrededores del Chichón tuvieron una geomorfología dinámica, sobre todo durante la primer temporada de lluvias después de las erupciones (Inbar et al., 2001).

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

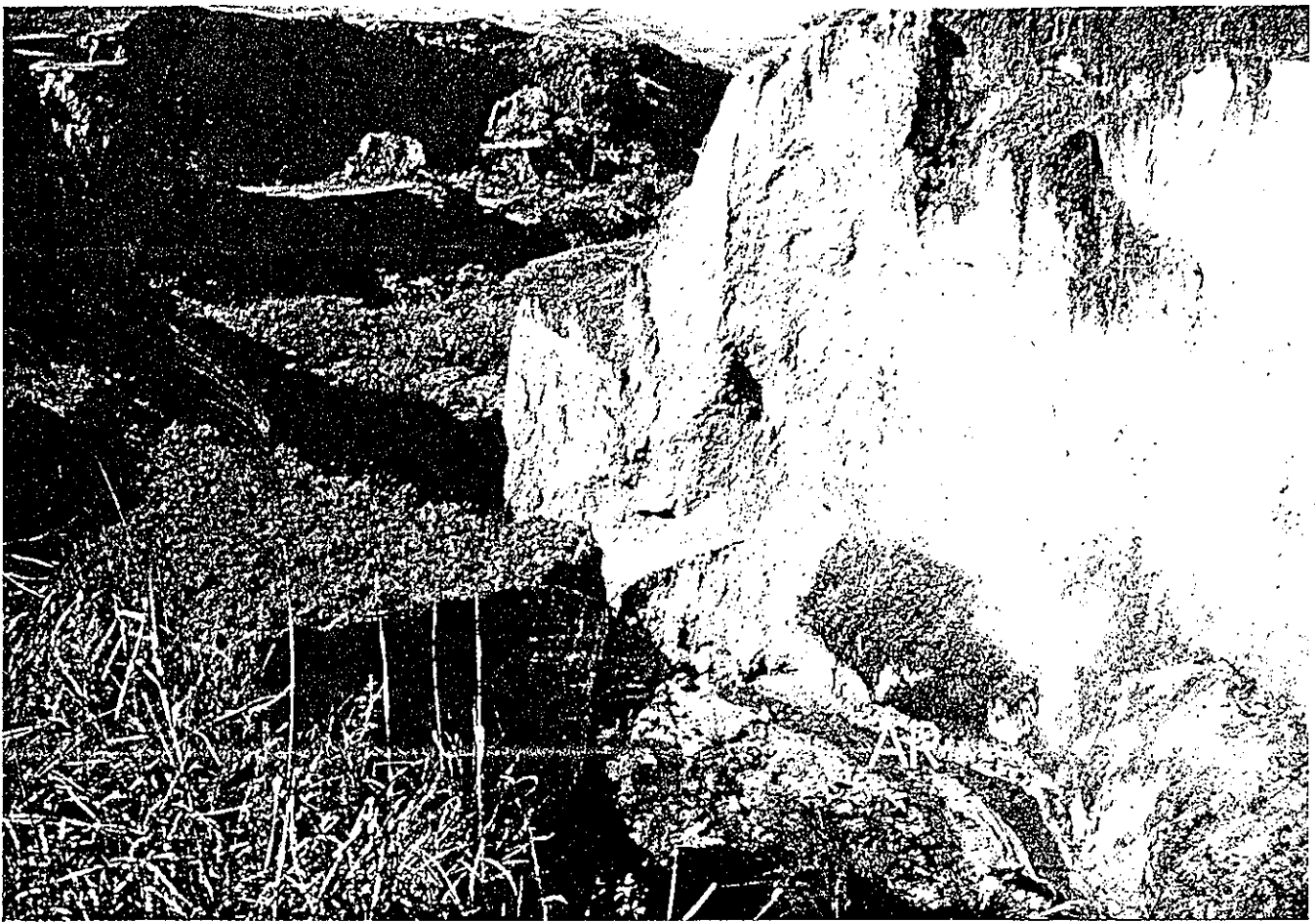


Foto I.1

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

1.3 Objetivos de este estudio

Además de que El Chichón presenta un sistema vulcano-hidrotermal complicado, se distingue de otros volcanes activos del mundo, por lo que resulta de gran interés científico.

Los lagos formados en los cráteres de los volcanes activos representan uno de los ambientes naturales más extremos observados en la superficie de la Tierra y no son fenómenos muy comunes; en todo el mundo existen alrededor de 20 volcanes activos con un lago dentro de su cráter. El lago del Chichón no es de gran volumen y su pH es más alto en comparación con otros lagos volcánicos. El lago es un sistema dinámico y sirve como condensador de los fluidos dentro del sistema vulcano-hidrotermal del Chichón. Los cambios en la hidrogeoquímica e isotopía del lago están relacionados con cambios dentro del sistema completo del Chichón.

Al considerar los rasgos particulares de este sistema, surgen inmediatamente una serie de interrogantes. ¿Porqué el pH del lago es tan alto en comparación con otros lagos volcánicos en el mundo? ¿Porqué la composición del agua del lago cambia tan drásticamente en periodos tan cortos? ¿Porqué existen manantiales calientes, salados y neutrales dentro del cráter de un volcán que hizo erupción tan recientemente? ¿Existe una relación entre las manifestaciones dentro del cráter, como el lago, y los manantiales de Aguas Calientes, fuera del cráter? ¿Que papel juega las fumarolas en la geoquímica de los fluidos hidrotermales? Este trabajo contesta a estas preguntas.

Dado que el objetivo importante de la vulcanología es la predicción de erupciones y que el crecimiento de domos es un indicador importante en la predicción de erupciones volcánicas y que después de las erupciones de 1982, no ha crecido un nuevo domo dentro del cráter del Chichón, ¿Cómo se comportará El Chichón en una nueva fase eruptiva? ¿Existen indicadores químicos para predecir erupciones futuras o podemos esperar aún el crecimiento de un domo?

Luego de la investigación extensa del comportamiento hidrogeoquímico e isotópico del sistema vulcano-hidrotermal, con el lago cratérico como el elemento

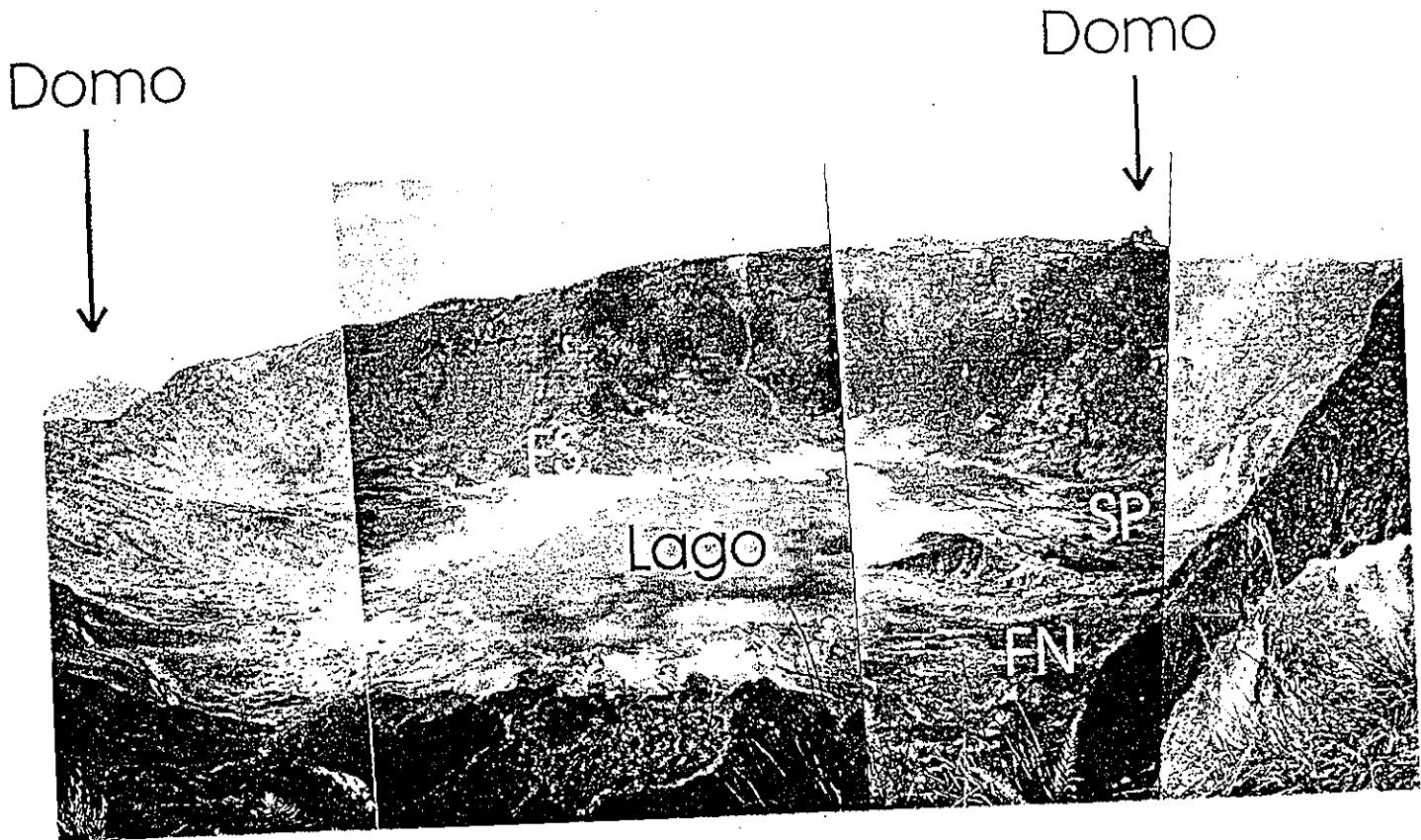


Foto 1.2

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN



Foto 1.3

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

más importante, se puede obtener un panorama sobre la actividad actual de éste. A partir de este conocimiento se propone un modelo del sistema vulcano-hidrotermal del Chichón y se pronostican su comportamiento en el futuro.

II. METODOLOGÍA

Las muestras de este trabajo se obtuvieron durante cinco salidas de campo (enero, abril y julio de 2001 y enero y abril de 2002) en las cuales el autor asistió en cuatro. En dos de estas salidas (julio 2001 y enero 2002) el autor fue al campo sin asistencia del asesor Dr. Yuri Taran.

Las muestras de las aguas y gases fueron analizadas por el personal técnico en el laboratorio de química analítica encargado por la Dra. M. A. Armienta. La isotopía de las aguas fue medida por Ing. Edith Cienfuegos con la asistencia del autor en el laboratorio de isótopos estables encargado por el M.S. P. Morales. La preparación de las muestras antes de los análisis fue hecha por el autor.

El análisis cromatográfico de los gases fue hecho por el autor y el Dr. Yuri Taran.

Los datos anteriores a 2001 se obtuvieron del trabajo de Taran et al. (1998) y de la literatura (Casadevall et al., 1984; Armienta y De la Cruz-Reyna, 1995; Armienta et al., 2000).

II.1 Preparación y trabajo de campo

Después de la compilación bibliográfica de la historia geológica del volcán y el marco de la geología regional, se continuó con mediciones y un muestreo extenso en el campo; en este caso, del cráter y los alrededores del volcán activo.

Se determinó la temperatura del lago y de los manantiales calientes dentro del sistema vulcano-hidrotermal por medio de termopares, calibrados con hielo (0°C) y agua hirviendo (100°C al nivel del mar). La exactitud de las mediciones de la

más importante, se puede obtener un panorama sobre la actividad actual de éste. A partir de este conocimiento se propone un modelo del sistema vulcano-hidrotermal del Chichón y se pronostican su comportamiento en el futuro.

II. METODOLOGÍA

Las muestras de este trabajo se obtuvieron durante cinco salidas de campo (enero, abril y julio de 2001 y enero y abril de 2002) en las cuales el autor asistió en cuatro. En dos de estas salidas (julio 2001 y enero 2002) el autor fue al campo sin asistencia del asesor Dr. Yuri Taran.

Las muestras de las aguas y gases fueron analizadas por el personal técnico en el laboratorio de química analítica encargado por la Dra. M. A. Armienta. La isotopía de las aguas fue medida por Ing. Edith Cienfuegos con la asistencia del autor en el laboratorio de isótopos estables encargado por el M.S. P. Morales. La preparación de las muestras antes de los análisis fue hecha por el autor.

El análisis cromatográfico de los gases fue hecho por el autor y el Dr. Yuri Taran.

Los datos anteriores a 2001 se obtuvieron del trabajo de Taran et al. (1998) y de la literatura (Casadevall et al., 1984; Armienta y De la Cruz-Reyna, 1995; Armienta et al., 2000).

II.1 Preparación y trabajo de campo

Después de la compilación bibliográfica de la historia geológica del volcán y el marco de la geología regional, se continuó con mediciones y un muestreo extenso en el campo; en este caso, del cráter y los alrededores del volcán activo.

Se determinó la temperatura del lago y de los manantiales calientes dentro del sistema vulcano-hidrotermal por medio de termopares, calibrados con hielo (0°C) y agua hirviendo (100°C al nivel del mar). La exactitud de las mediciones de la

temperatura es de 0.5°C. La acidez de las aguas fue medida en el campo por medio de cintas de pH. Estos valores de pH no resultaron muy correctos.

El agua del lago, los manantiales calientes y otros fluidos notables dentro del cráter activo se muestrearon utilizando jeringas de plástico de 60-100 ml y se transportaron en botellas de polietileno.

Los gases contenido en las burbujas de las orillas del lago se muestraron con un embudo de plástico con su boca abajo y una manguera. Se rellenaron el embudo y la manguera completamente con agua a se capturaron los gases escapándose en la superficie del lago. Luego estos gases fueron coleccionados en un frasco de vidrio.

Los gases fumarólicos dentro del cráter se muestrearon por medio de la técnica descrita por Giggenbach (1975) y Giggenbach y Goguel (1989). Las botellas especiales de vidrio (botellas de Giggenbach) son preparadas previamente en el laboratorio con una solución básica de ~ 30 ml de NaOH 4N. Posteriormente, se extraeron el aire para crear vacío en la botella, se pesa y se registra el peso. Por medio de mangueras y un tubo de titanio se conecta la botella preparada con la salida de la fumarola y se abrieron las llaves del frasco. La botella llena con gas fumarólico y los gases ácidos, como CO₂, SO₂, H₂S, HCl, HF y vapor de agua, se absorben en la solución básica de NaOH. Los gases H₂, O₂, Ar, He, CO y CH₄ reemplazaron el vacío dentro de la botella de Giggenbach.

Condensados de los gases fumarólicos, para el análisis de isótopos de deuterio y oxígeno, fueron tomados por medio de un reservorio de hielo, un frasco especial de vidrio y una bomba manual. Se conectaron la salida de la fumarola con un tubo de titanio lo cual era conectado por medio de mangueras con un frasco de vidrio. Con una bomba manual conectada con el frasco se chupó el gas fumarólico en el frasco. Como el frasco se encontró en un reservorio de hielo el gas y vapor de agua se condensó.

En temporadas de niveles bajos del lago, se presenta la oportunidad de tomar muestras de los sedimentos en las orillas del lago. Se tomaron muestras de

sedimentos de aproximadamente medio kilo en julio de 2001 y enero de 2002 en la costa oriental del lago.

El autor dejó agitar los sedimentos en agua durante una hora y se añadieron HCl para asegurar que la solución no contenía carbonatos. Luego el añadió un exceso de BaCl resultando en la precipitación de barita. Después de una filtración de la solución recogió la barita en la cual se midió la isotopía de azufre.

II.2 Química analítica

Los gases He y H₂ fueron analizados por **cromatografía de gases** por el autor asistido por el Dr. Yuri Taran con una columna de tamices moleculares 5A (Na) con Ar como gas transportador, trabajando a temperaturas ambientales y un corriente máximo de 80-90 mA. Argón, oxígeno, nitrógeno y metano, también fueron analizados por cromatografía de gases, esta vez con He como gas transportador. Este proceso se llevó acabo a temperaturas ambientales y con un corriente máximo de 270-280 mA, utilizando la columna de tamices moleculares. La calibración se hizo con una mezcla de gases como sigue: Ar (0.1%), He (0.1%), H₂ (0.5%), CO (1.0%) y N₂ (resto).

Los gases absorbidos fueron analizados con técnicas estándares, descritas por Giggenbach (1975) por el personal técnico en el laboratorio de la Dra. M.A. Armienta. El cromatógrafo utilizado es el modelo Thermal Conductivity Detector series 350, de la marca GOW-MAC, Instrument Company Bethlehem, PA, USA.

El pH y las concentraciones de cloro y flúor fueron analizados por medio de un electrodo selectivo marca ORION tipo Expandable ion Analyzer EA 940.

La concentración de sulfato fue medida por la técnica de cromatografía de líquidos de alta resolución con un detector de conductividad de la marca Waters 431. La bomba utilizada es la Waters 510 HPLC Pump.

La concentración de boro fue detectada por medio de colorimetría mediante un espectrofotómetro del tipo HP 'diode array spectrophotometer' 8452 A.

Las concentraciones de los cationes K, Na, Al y Fe y la concentración de SiO₂ fueron medidas por el proceso de espectrofotometría de absorción atómica, con el espectrofotómetro Perkin-Elmer 2380. La concentración de Ca y Mg se obtuvo mediante titulación complejométrica (Armienta et al., 1994).

Las concentraciones de tierras raras y elementos traza se determinaron por espectrometría de masas con plasma de acoplamiento inductivo (ICP-MS), con el espectrómetro tipo PlasmaQuad 3 de la marca VG Elemental, por el personal del laboratorio de ICP-MS con la metodología descrita en Hernández et al. (2000).

II.3 Isótopos estables

Los isótopos son elementos con el mismo número de electrones y protones, pero con diferente número de neutrones, que resulta en una diferencia en masa. Las composiciones isotópicas de estos elementos varían debido a la fraccionación durante procesos químicos y físicos en la naturaleza como evaporación, precipitación, dilución con agua meteórica, marina o magmática. El factor de fraccionamiento es proporcional a la diferencia en masa de los isótopos. Los isótopos estables más utilizados en la geología son los isótopos de H, C, N, O y S. En este estudio enfatizaremos el comportamiento de los isótopos de H, O y S, de los fluidos hidrotermales del volcán Chichón.

II.3.1 *Estándares y la notación δ*

El valor isotópico de una fase se expresa de manera particular con la notación δ . En esta notación, se compara el cociente entre el isótopo menos abundante entre el más abundante con un cociente arbitrariamente seleccionado, un estándar. Para los isótopos de H y O se utilizaron el valor estándar de las aguas oceánicas

SMOW (por sus siglas en inglés "Standard Mean Ocean Water") que tiene un valor de $\delta^{18}\text{O}$ de cero para aguas marinas. El error en las mediciones de la isotopía de oxígeno es de 0.1 ‰ y de hidrógeno es de 1 ‰. El estándar para la isotopía de azufre es el valor de la relación $^{32}\text{S}/^{34}\text{S}$, igual a 22.22, medido en la troilita (FeS) de la meteorita de hierro Canyon Diablo, CD (Faure, 1986).

Generalmente, el valor δ se define como:

$$\delta^{18}\text{O} = \frac{(^{18}\text{O}/^{16}\text{O})_{\text{muestra}} - (^{18}\text{O}/^{16}\text{O})_{\text{SMOW}}}{(^{18}\text{O}/^{16}\text{O})_{\text{SMOW}}} \times 1000 \text{ ‰} \quad (1)$$

$$\delta\text{D} = \frac{(\text{D}/\text{H})_{\text{muestra}} - (\text{D}/\text{H})_{\text{SMOW}}}{(\text{D}/\text{H})_{\text{SMOW}}} \times 1000 \text{ ‰} \quad (2)$$

$$\delta^{34}\text{S} = \frac{(^{34}\text{S}/^{32}\text{S})_{\text{muestra}} - (^{34}\text{S}/^{32}\text{S})_{\text{CD}}}{(^{34}\text{S}/^{32}\text{S})_{\text{CD}}} \times 1000 \text{ ‰} \quad (3)$$

II.3.2 Muestras

La Ingeniera Química Edith Cienfuegos midió la isotopía de todas las fases fluidas volcánicas e hidrotermales del Chichón: el agua del lago, de los Soap Pools (SP), de los manantiales de las aguas calientes (AC), las aguas rojas (AR), aguas saladas (AS) y aguas tibias (AT). La isotopía de los gases fumarólicos se realizó en las muestras de condensados de estos gases.

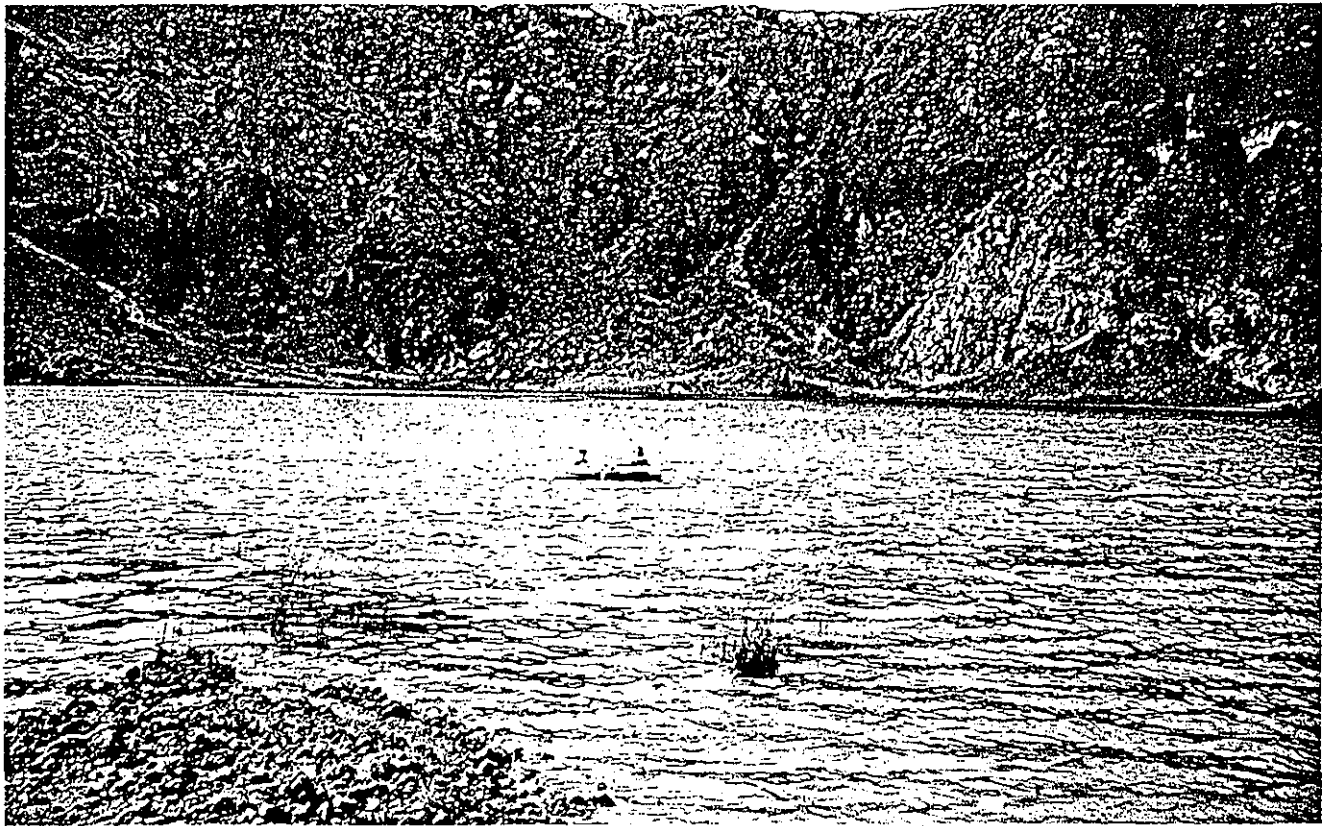
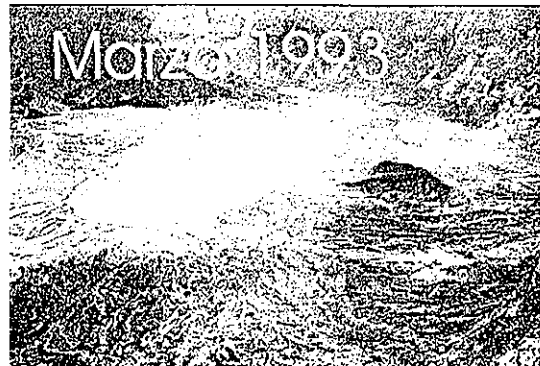
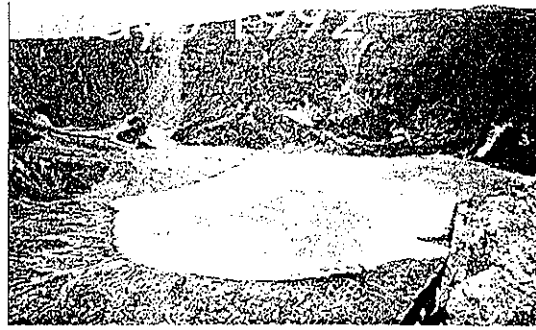
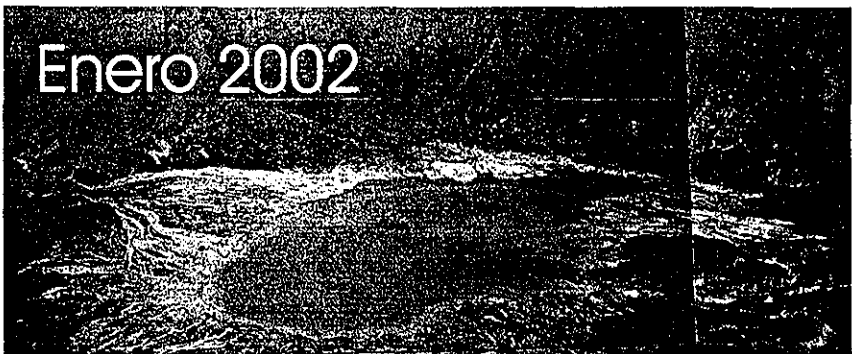
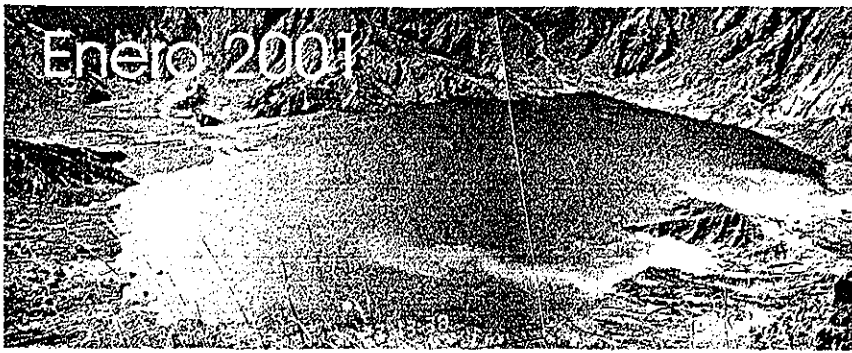


Foto 1.4

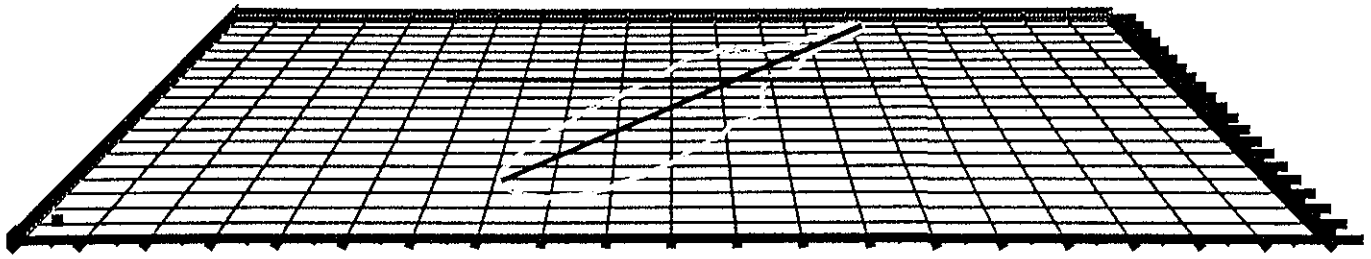
TESIS CON
FALLA DE ORIGEN



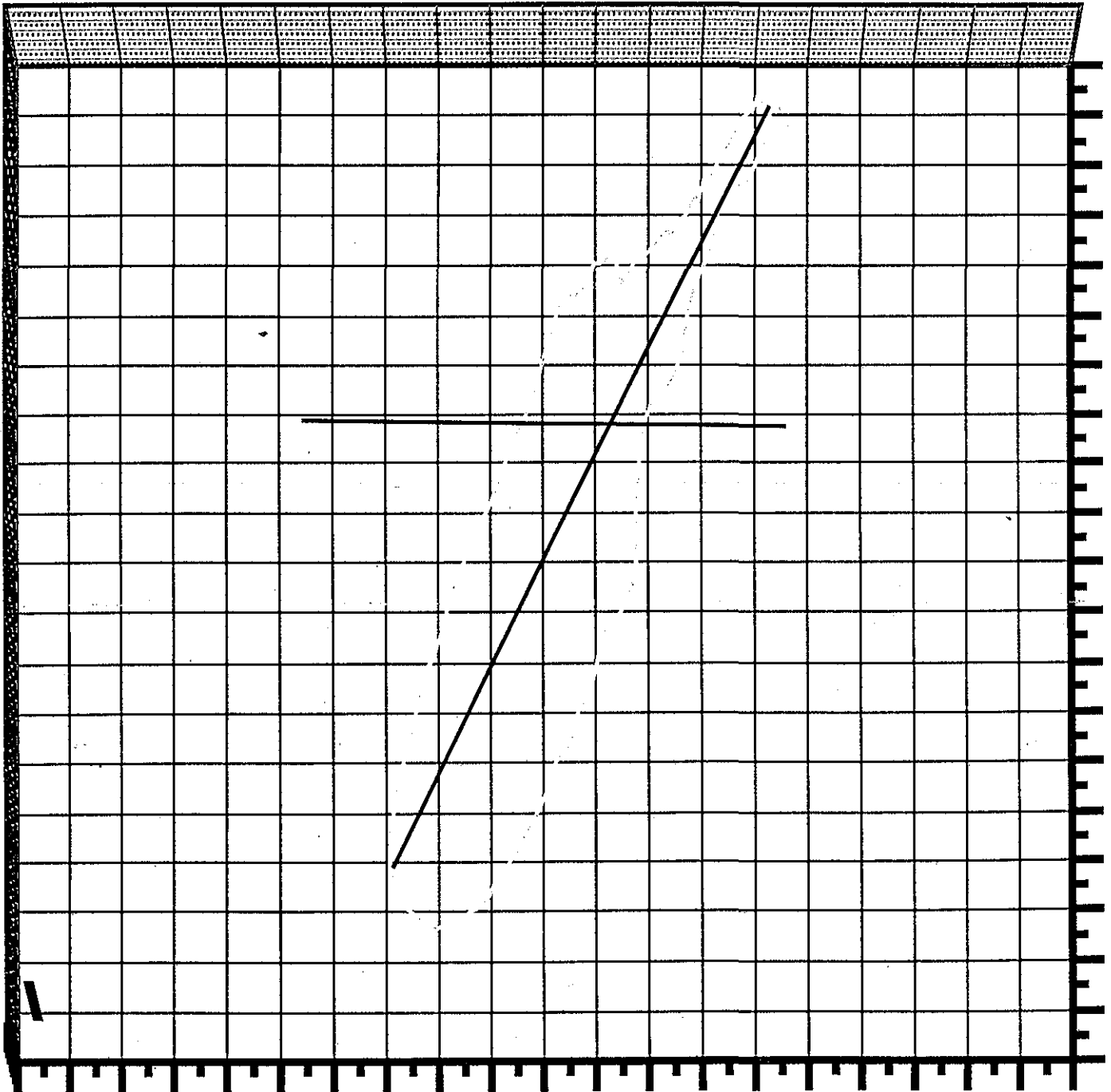
TESIS CON
FALLA DE ORIGEN



TESIS CON
FALLA DE ORIGEN



A



R

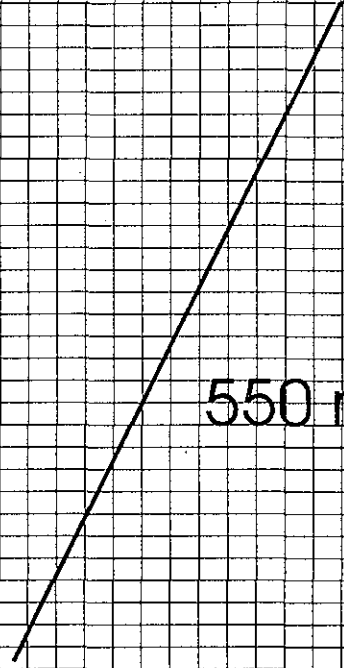
24-D

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

422 m



550 m



C

100 m

D

II.4 Estimación del volumen del lago volcánico

Se observa que el volumen del lago del Chichón varió mucho durante su existencia. Como el lago sirve como condensador del sistema vulcano-hidrotermal, el volumen del lago es un indicador importante para su carácter dinámico (Brantley et al., 1987). Se estima el volumen por medio de fotografías, tomadas desde el mismo lugar en cada visita al volcán. Este punto está a una altitud de aproximadamente 1000 msnm, el piso del cráter a aproximadamente 860 msnm y el cráter tiene un diámetro de un kilómetro. Con estos datos el autor calculó el ángulo de perspectiva, con lo cual se tomaron las fotos del lago, de aproximadamente 16 grados:

$$\tan \alpha = 140/500$$

Utilizando métodos gráficos en Coreldraw-8 y Microcal Origin-5, se comparan las superficies del lago, siempre con dos líneas de referencia, una de norte a sur y la otra paralela al eje mayor del lago. Estas líneas de referencia miden 422 y 550 metros, respectivamente, y sirven como escala. La escala N-S se la tomó del artículo de Rose et al. (1984), la segunda escala fue medida en campo en abril de 1998 por el Dr. Yuri Taran.

Se incluyen los contornos de los lagos juntos con las líneas de escala en una red, tomando en cuenta el ángulo de perspectiva de 16° (Figura I.6A). Después se proyectan los contornos de los lagos hacia una perspectiva plana (Figura I.6B). Los 15 contornos de los varios periodos de los lagos se proyectan cada en una red nueva sin ángulo de perspectiva y se justifica así que se utiliza la misma escala tanto horizontal como vertical (Figura I.6C y D). Por eso el lago se debe que estirar dos veces horizontalmente. Ahora los lagos acercan una forma real, que se permite comparar y medir las superficies de los lagos (Figura I.6D). Cada cuadro de la red tiene dimensiones de 18 por 18 metros, que resulta en una superficie de 324 metros cuadrados por cada cuadro. Calculando los cuadros dentro de los

contornos y multiplicando el número de cuadros con 324 m² da una aproximación de la superficie de los lagos.

La profundidad del lago en los diversos periodos fue medida directamente en el campo: se subieron al lago en una lancha y se midió la profundidad con una cuerda (Foto I.4). La profundidad fue medida en abril de 1998 (por el Dr. Yuri Taran), agosto de 1999 (por el Dr. Yuri Taran), enero de 2001 (por el autor y el Dr. Yuri Taran) y abril de 2002 (por el autor y el Dr. Yuri Taran). La estimación de la profundidad en los otros periodos fue obtenida por extrapolación lineal de los datos medidos. Se aproxima la forma del lago como un cilindro somero con un piso plano.

El error de las estimaciones del volumen del lago es difícil a estimar pero es mayor de 10% y puede llegar hasta 100%, y se debe a:

- La presencia de embudos profundos de hasta seis metros (medido por el Dr. Yuri Taran y el autor, respectivamente, en noviembre 1998 y en abril 2002),
- La aproximación del lago por un cilindro,
- La incertidumbre sobre el ángulo de perspectiva de la foto, el ángulo de 16° solamente corresponde con el centro del cráter,
- El hecho que las fotos están tomadas con cámaras diferentes con lentes diferentes,
- Una de las líneas de referencia no está al mismo nivel que la superficie del agua, pero corta en tres dimensiones en el cráter arriba del lago,

Sin embargo, el error en las estimaciones de la superficie y del volumen cada vez es igual, lo cual lo hace posible de comparar las varias situaciones. Por lo tanto los resultados obtenidos en los cálculos de balance de masa en la sección IV.1 representan valores representativos resultando en interpretaciones correctas.

III. RESULTADOS

III.1 El clima y el agua meteórica

La contribución de las aguas meteóricas en el sistema vulcano-hidrotermal es un factor fundamental en un clima subtropical como el del noroeste de Chiapas.

En la zona aledaña al volcán Chichón puede llover hasta 4200 ± 400 mm por año (Tabla II.1). Estos datos de las lluvias son valores promedios durante un periodo de 25 años en el pueblo de Chapultenango, a ocho kilómetros del volcán. Datos más detallados hasta la fecha todavía no están disponibles. Las lluvias ocurren sobre todo de junio a octubre (Figura II.1). Las aguas meteóricas influyen en la química e isotopía de las aguas volcánicas. En esta zona subtropical las temperaturas varían entre 19.3° y 24.7°C (Tabla II.2).

III.2 Química analítica

III.2.1 Las fumarolas

Los datos de la composición química de fumarolas del Chichón están representados en la Tabla II.5. Como en las fumarolas de baja temperatura, el gas más abundante es vapor de agua, seguido por CO_2 , H_2S y H_2 . Los gases menos abundantes en las fumarolas del Chichón son: N_2 , HCl , SO_2 , HF , Ar , CO , He y CH_4 .

La temperatura de las fumarolas del Chichón es muy baja y permanece estable alrededor de 100°C . La temperatura más alta fue medida en enero de 2002; 134°C .

- **H₂O**: La concentración de vapor de agua varía entre 841.6 mmol/mol y 990.5 mmol/mol (abril de 1998), desde mayo de 1995 (Taran et al., 1998). La concentración de agua más alta de 992.4 mmol/mol fue medida en enero 1983 (Casadevall et al., 1984). En enero de 2001, la concentración de H₂O

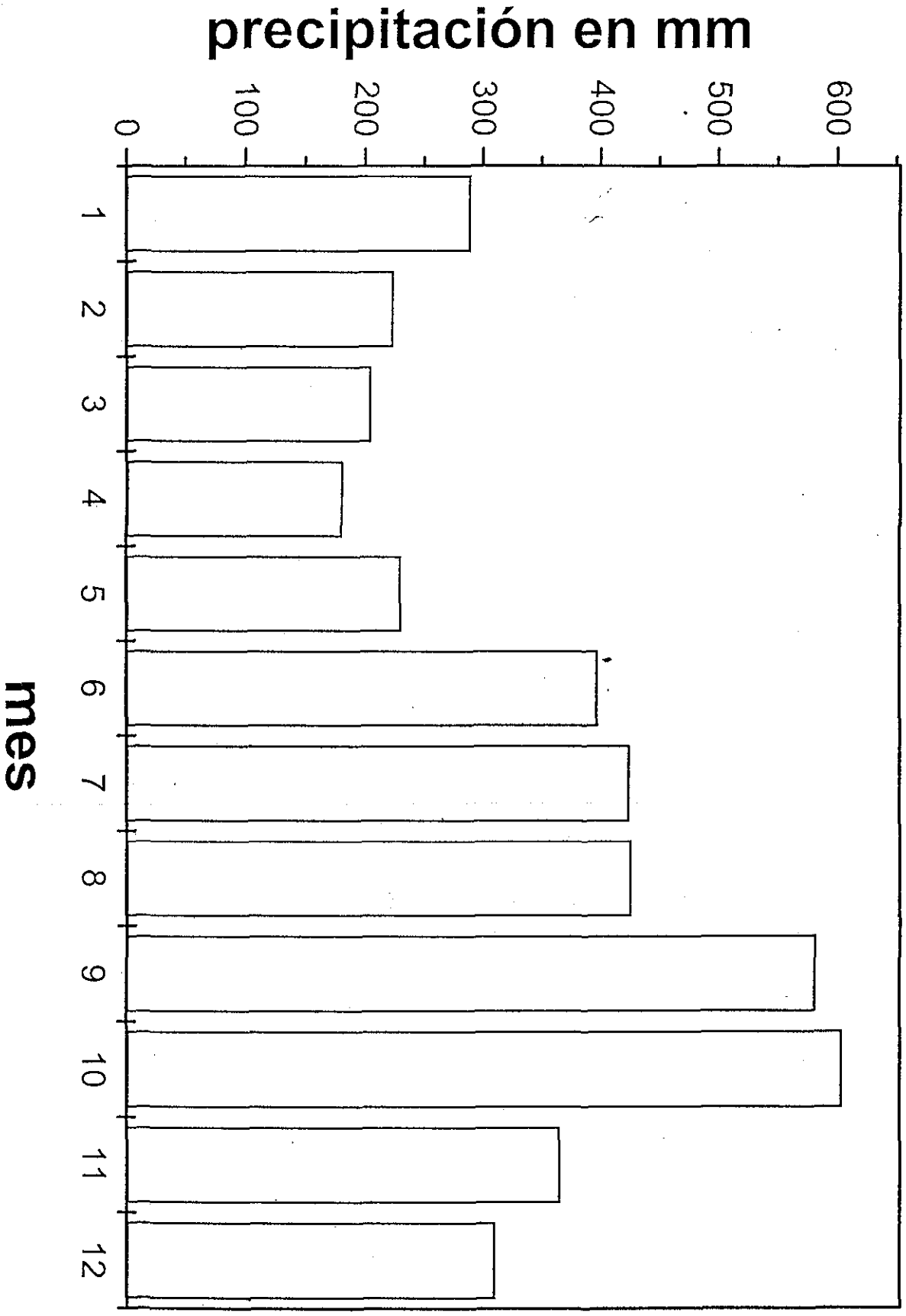
mes	Chapultenango (25)
enero	19.3
febrero	20.3
marzo	22.1
abril	23.9
mayo	24.7
junio	24.7
julio	24.2
agosto	24.1
septiembre	23.8
octubre	22.5
noviembre	21.1
diciembre	19.9
medio anual	22.5

la II.2

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

27-A

Figura II.1: LLUVIAS CHAPULTENANGO



fecha	muestra	T(°C)	H ₂ O	H ₂	CO ₂	CO	H ₂ S	SO ₂	HCl	HF	N ₂	Ar	He	CH ₄
Jan-83	*	115	992.4	0.14	7.1	na	0.024	0.17	0.25	na	0.042	0.00002		0.0033
May-95	F1a	101	841.6	1.04	142.6	0.0002	2.2	0.4	0.4	0.0064	0.37	0.0011	0.00024	0.0038
May-95	F1b	101	872.1	0.9	119.4	nd	1.4	0.2	0.36	0.005	0.18	0.00043	0.00016	0.0009
May-95	F2	98	985.1	0.05	13.2	nd	0.16	0.04	0.006	0.0005	0.14	0.0012	0.0001	0.0005
Apr-96	F3	98	986.5	0.06	11.7	nd	0.12	0.02	0.18	0.004	0.16	0.0011	nd	0.0012
Jan-97	F1c	97	967.8	0.081	32.2	0.00014	1.29	0.17	nd	nd	0.023	0.00023	0.00006	0.0005
Jan-97	F1d	97	971.9	0.16	27.5	0.00014	0.82	0.01	nd	nd	0.028	0.00014	0.00009	0.0002
Apr-98	FN	98	990.5	0.001	7.1		1.8		0.1		0.42		0.00001	0.00007
Apr-98	FW	98	925.1	0.21	70.3		4.1		0.21		0.4		0.0012	0.00026
Nov-98	F1	98	976.5	0.229	21.57	7E-06	1.422	n.a.	n.a.	n.a.	0.225	0.0004		nd
Jun-99	F1	99	974.8	0.321	23.32	2E-06	1.159	9.5E-05	0.002	0.0003	0.348	0.0007		nd
Jun-00	F1	99	976.5	0.319	22.01	8E-06	0.901	0.00048	0.008	0.0005	0.181	0.0005		nd
Jan-01	FN	98	954.4	0.15	42		1.8		0.059		0.5			0.00035
Apr-01	FN1	98	899.5	1.54	67.2		30.7		0.021	0.008	0.67	0.01		
Apr-01	FN2	98	888.2	0.68	78		32.2		0.017	0.011	0.54	0.005		
Apr-02	FN*	98	867.5	1.1	123		7.9 (St)		0.06	0.06	0.84	0.04	0.00001	0.08

Tabla II.5

27-C

fue de 954 mmol/mol; en abril del mismo año, la concentración bajó hasta 888 mmol/mol.

- **CO₂**: Concentraciones altas de vapor coinciden con concentraciones bajas de CO₂, y al revés. Observamos que la suma de las concentraciones de H₂O y CO₂ presenta casi 100%. Una concentración alta de CO₂ entre 119.4 y 142.6 mmol/mol fue medida en mayo de 1995 (Taran et al., 1998). La concentración más baja fue observada en abril de 1998 y en enero de 1983, este valor fue de 7.1 mmol/mol (Casadevall et al., 1984). En abril de 2001, medimos concentraciones de CO₂ entre 67.2 y 78 mmol/mol. En abril de 2002 la concentración de CO₂ era de 123 mmol/mol.
- **H₂S**: Generalmente, la concentración de H₂S es muy baja, menor a 4 o aún menor a 1 mmol/mol (Taran et al., 1998). Concentraciones excepcionalmente altas, mayores a 30 mmol/mol, fueron detectadas en abril de 2001.
- **H₂**: En las fumarolas del Chichón, H₂ ocurre en concentraciones menores a 1 mmol/mol. También, como es el caso para CO₂ y H₂S, la concentración de H₂ es más alta cuando hay menos vapor de agua (Taran et al., 1998). La concentración de H₂ más alta fue medida en abril de 2001, 1.54 mmol/mol.
- **N₂**: N₂ ocurre en concentraciones bajas (Taran et al., 1998). La concentración máxima es de 0.67 mmol/mol, también en abril de 2001.
- **HCl, SO₂, HF, Ar, CO, He y CH₄**: Estos gases tienen concentraciones muy bajas en las fumarolas del Chichón. La concentración de HCl siempre quedó menor a 0.4 mmol/mol, la de SO₂ menor a 0.2 mmol/mol. Los otros gases tienen concentraciones hasta menores a 10⁻⁴ mmol/mol (Taran et al., 1998). Estos gases menores tenían sus concentraciones más altas en abril de 2001.

III.2.2 El agua del lago

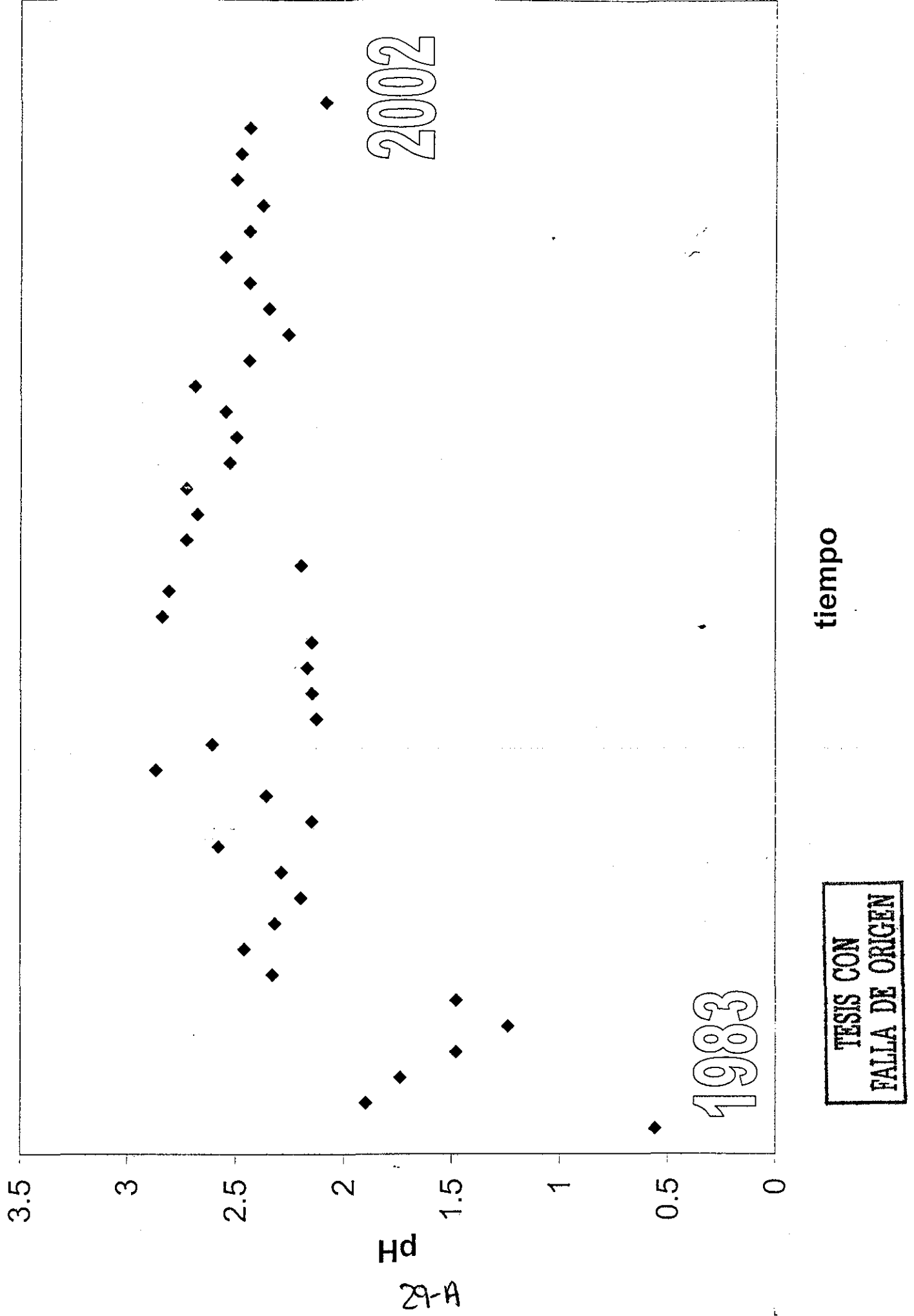
Un muestreo frecuente del agua del lago, especialmente desde 1998, así como su análisis químico resulta en una base de datos robusto (Tabla II.3).

El lago reciente del Chichón en enero de 1983, tenía un pH de 0.56 (Casadevall et al., 1984). Hasta noviembre de 1985, el pH permaneció debajo de 1.7, con excepción en octubre de 1983. Después de esta fecha la acidez del agua se bajó y se estabilizó a un valor de pH entre 2.1 y 2.8 (Figura II.3) (Armienta et al., 2000). El pH más alto se obtuvo en noviembre de 1998 con un valor de 2.84. En 2001, el pH fue de alrededor de 2.5. Estos valores de pH son altos para un lago volcánico, que generalmente tienen un pH de 1 o menos.

Durante los 20 años de existencia del lago, la concentración de los cationes varió mucho (Figura II.4). Los metales más presentes en el agua del lago son Na y Ca, seguidos por K, Mg, Fe, Al, Li y Sr.

- **Na:** La concentración de sodio tiene dos tendencias generales: una tendencia de concentraciones alrededor de 1000 mg/l y otro con valores de concentración menores a 50 mg/l. El valor máximo fue detectado en mayo 1995, 3400 g/l (Armienta et al., 2000). El último año 2001, la primera tendencia se observó con valores de concentraciones de Na entre 950 y 1350 mg/l. Iniciando 2002, la concentración de Na se bajó hasta <70 mg/l.
- **Ca:** La concentración promedio de calcio de 685 mg/l es bastante representativa durante la existencia del lago del Chichón. Concentraciones más altas que 1300 mg/l también ocurren. La concentración de Ca más alta medida fue en enero de 1993, 2660 mg/l (Armienta et al., 1995). También valores menores de 50 mg/l fueron detectados, como en enero de 2002.
- **K:** La concentración de potasio varía generalmente entre 200 y menos de 20 mg/l. La concentración más alta fue medida en mayo de 1992, 670 mg/l (Armienta et al., 1995). En 2001 se observan concentraciones entre 150 y 200 mg/l, que presenta la situación promedio para el K (162 mg/l). En enero de 2002, se encontró una concentración baja de 13 mg/l.

Figura 11.3: pH del lago vs tiempo



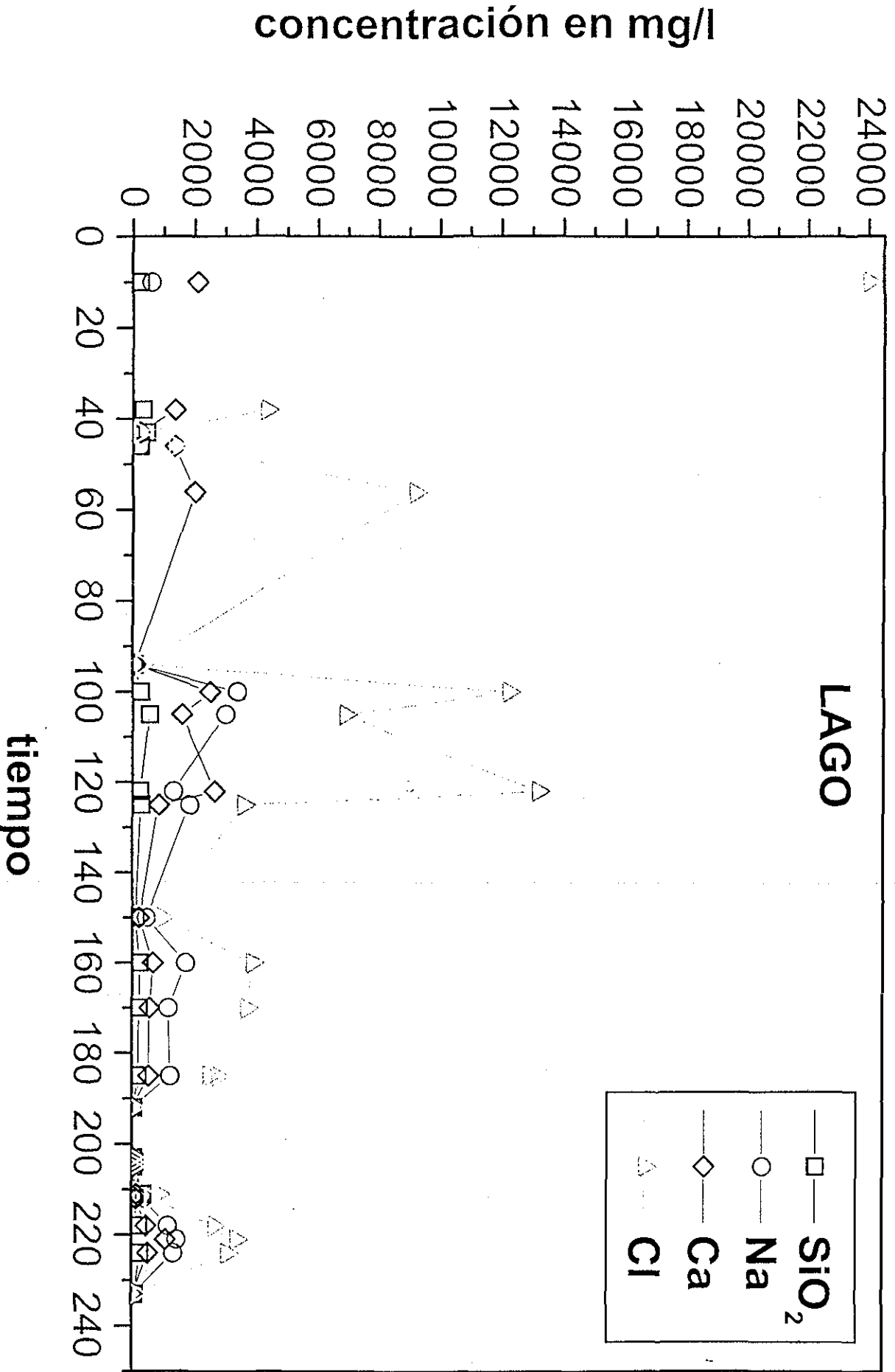
Jan-01	L	29	2.69	244	1120	177	449	85	nd	nd	nd	nd	2900	377	0.28		
1-Apr	L	32.7	2.44	nd	1461	215	1097	244	nd	nd	nd	nd	3413	990	3.04		9.6
Jul-01	L1	35	2.26	269	1353	215	523	91	nd	16	4.4	4.4	3110	1122	0.17	33.4	
Jul-01	L2	35	2.35	264	1244	204	491	91	nd	19	4	4	2880	1055	0.15	38.8	
Jul-01	L4	35	2.44	261	1056	165	411	81	nd	24	3.4	3.4	2230	1151	0.144	29	
Jul-01	L1.2	35	2.55	260	955	157	410	68	nd	24	3.4	3.4	2210	589	0.415	46.7	
Jul-01	L2.2	35	2.44	266	1178	202	482	80	nd	20	3.8	3.8	2975	538	0.43	40.5	
Jul-01	LE	35	2.38	280	1260	201	522	73	nd	17	4.1	4.1	3100	526	0.46	46.2	
Jan-02	LE	25.5	2.5	92	64	13	37	19	4.2	13	0.14	0.14	128	460	0.24	1.83	
Jan-02	LN	28	2.48	92	70	14	44	18	4.1	15	0.14	0.14	136	478	0.23	1.64	
Jan-02	LW	28.6	2.44	82	66	13	41	17	3.9	13	0.13	0.13	127	489	0.22	1.93	
Apr-02	LM	28	2.09	170	478	80	203	47	nd	17	nd	nd	1254	674	0.36	16.8	nd

Tabla II.3

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

F. G. I. S.

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN



- **Mg:** Concentraciones de magnesio mayores a 120 mg/l fueron medidas en los primeros 13 años después de la erupción (Armienta et al., 2000; Taran et al., 1998). El valor más alto fue medido en septiembre de 1986, 775 mg/l (Armienta et al., 1995). Desde mayo de 1995, la concentración de Mg siempre fue menor de 120 mg/l. En 2001 la concentración medida de Mg fue de 70 a 90 mg/l. En enero 2002, existen concentraciones bajas de 18 mg/l, comparable con las de noviembre 1998.
- **Fe:** Una concentración relativamente alta de 914 mg/l fue medida ocho meses después de la erupción, en enero de 1983 (Casadevall et al., 1984). Desde noviembre de 1991, las concentraciones de Fe ni siquiera llegaron a 25 mg/l (Armienta et al., 1995). Esta situación continuó hasta abril de 2002.
- **Al:** Una situación parecida se observa para el aluminio. Una concentración alta de 745 mg/l fue medida en enero de 1983 (Casadevall et al., 1984). Desde enero de 1993, la concentración de Al siempre fue menor que 8 mg/l (Armienta et al., 1995). En enero de 2002, la concentración de Al es de 4 mg/l.
- **Li:** Fuera del valor más alto de enero 1983 (232 mg/l), la concentración de litio varió principalmente entre 4 y 0.02 mg/l (Casadevall et al., 1984; Armienta et al., 2000). En 2001, se observan concentraciones alrededor de 4 mg/l. En enero de 2002 la concentración de Li bajó hasta 0.14 mg/l.
- **Sr:** Los pocos datos de Sr muestran concentraciones entre 15.6 (enero de 1983) y 5.2 (enero de 1997) (Casadevall et al., 1984; Taran et al., 1998). Desde abril de 1998, desafortunadamente, ya no existen datos para Sr.
- **SiO₂:** La concentración de sílice ha sido bastante estable durante la historia del lago del Chichón. El valor promedio de la concentración de 220 mg/l es bien representativo (Armienta et al., 2000). En enero de 2002, las concentraciones más bajas fueron de alrededor de 90 mg/l. La concentración de SiO₂ en abril de 2002 era de 170 mg/l.

Como en otros lagos volcánicos, los aniones cloro y sulfato son las especies más abundantes.

- **Cl:** La concentración más alta de Cl en enero de 1983 fue de 24,000 mg/l (Casadevall et al., 1984). En los diez años siguientes fueron medidos varios picos en la concentración de Cl: 9,200 mg/l en agosto de 1986, 12,250 mg/l en mayo de 1992 y 13,200 mg/l en enero de 1993 (Armienta et al., 1995). Los últimos nueve años, la concentración más alta medida fue de 4,220 mg/l, en marzo de 1996. Se detectaron concentraciones de >2500 mg/l hasta abril de 1998 (Armienta et al., 2000). Un cambio drástico ocurrió en noviembre de 1998; concentraciones más bajas de 17.5 mg/l fueron medidas (Armienta et al., 2000). La situación de abril de 1998 se reestabilizó en el mes de enero de 2001 hasta junio de 2001. En este medio año, concentraciones entre 2,200 y 3,000 mg/l fueron medidas. En enero de 2002 concentraciones bajas de Cl alrededor de 130 mg/l fueron detectadas, subiendo a ~ 1,250 mg/l en abril de 2002.
- **SO₄:** La concentración de la otra especie importante y abundante, el sulfato, parece variar independientemente respecto a la concentración del Cl. La concentración más alta también se midió en enero de 1983, 3,550 mg/l (Casadevall et al., 1984). En julio de 2001 se midieron concentraciones de SO₄ de alrededor de 1100 mg/l. No ocurrieron cambios drásticos, la concentración varió generalmente entre 400 y 800 mg/l. La concentración de SO₄ en enero de 2002 fue entre 400 y 500 mg/l y subió hasta 674 mg/l en abril de 2002.
- **B:** La concentración de boro es más alta que la de flúor. Hasta enero de 1993, concentraciones de hasta 188 mg/l fueron medidas (Armienta et al., 1995). Después de esta fecha, la concentración de B nunca subió de 50 mg/l (Armienta et al., 2000). En enero de 2002, se observa una situación parecida a la de abril de 1998; concentraciones menores a 2 mg/l fueron detectadas.

- **F:** El flúor tiene concentraciones bajas alrededor de 0.5 mg/l. La concentración más alta fue medida en noviembre de 1985, 4.5 mg/l (Armienta et al., 1995).

Se observa que la mayoría de los iones tiene las concentraciones más bajas en noviembre de 1999. La única excepción es el sulfato que sí llega a concentraciones altas de 1,800 mg/l en noviembre de 1999.

En la Figura II. se observa la variación de las concentraciones de los iones más importantes en el tiempo. Se observa que todos los iones tienen la misma tendencia en su comportamiento. Durante los últimos siete años se presentan dos ciclos de concentraciones más altas.

III.2.3 Los pozos hirviendo: 'Soap pools'

La composición química de las aguas de los SP en las orillas norte del lago está representada en la Tabla II.7.

El pH de los SP en 1995 era de 3.3. después se estabilizó a valores de pH entre ~ 6 y 7. Un pH de más bajo de 5.5 fue medido en enero 2002. Estos pHs son excepcionalmente altos para aguas termales dentro de un cráter de un volcán activo (Taran et al., 1998).

Los cationes más abundantes son Na, Ca, K y Mg seguidos por Li, Al y Fe:

- **Na:** Generalmente la concentración de Na es mayor a ~ 2000 mg/l. La concentración más alta de 4450 mg/l se midió en 1995 (Taran et al., 1998). Desde enero 2001 la concentración era entre 2000 y 3000 mg/l, fuera de las concentraciones más bajas medidas de aproximadamente 30 mg/l en enero de 2002.
- **Ca:** La concentración de Ca varía principalmente entre 800 y 2,000 mg/l (Taran et al., 1998). Concentraciones muy bajas de promedio de 80 mg/l también ocurrieron en enero de 2002.

COMPOSICIÓN QUÍMICA DE LOS SOAP POOLS en mg/l

muestra	fecha	T°C	pH	Na	K	Ca	Mg	Al	Fe	Li	HCO ₃	Cl	SO ₄	F	Br	SiO ₂	NO ₃	B
SP	1995	99	3.30	4450	1200	1994	348	7.40	0.10	n.a.		11780	1272	0.44	nd	439	nd	143
SP	1997	99	6.68	4291	699	1741	381	2.90	0.31	n.a.	39	13550	169	0.27	nd	128	nd	
SP	Apr-98	99	6.48	4013	604	1615	214	nd	nd	nd	53	9538	174	0.41	nd	96	nd	121
SP	Apr-98	99	6.83	3947	581	1493	258	nd	0.13	nd	54	11000	80	0.43	nd	81	nd	151
SP	Nov-98	ausente																
SPW	Jan-01	99	7.10	2462	365	893	168	nd	nd	nd	69	8000	339	0.47	nd	89	nd	67
SPN	Jan-01	99	7.02	2634	405	907	216	nd	nd	nd	63	9250	240	0.35	nd	88	nd	97
SPE	Jan-01	99	6.57	2788	431	975	219	nd	nd	nd	38	9250	222	0.31	nd	95	nd	106
SP	Apr-01	88	6.47	2407	359	1879	351	nd	nd	6.21	21	6286	373	3.04	15.2	nd	18	
SPW	Jul-01	99	6.77	3041	440	986	160	nd	0.38	8.4	28	6290	240	0.43	nd	105	nd	71
SP	Jan-02	98	5.75	29	9	74	21	nd	2.5	nd	25	2	317	0.52	nd	186	nd	1
SPF	Jan-02	98	5.48	37	9	94	38	nd	nd	0.11	21	3	457	0.55	nd	288	nd	1
SP-MS	Apr-02	89	6.13	2256	365	805	171	nd	0.72	nd	39	5890	263	0.52	nd	105	nd	86
SP-G	Apr-02	98	5.64	1998	313	710	171	nd	1.87	nd	31	5330	244	0.57	nd	124	nd	83
SP1	Apr-02	99	6.76	2375	380	834	192	nd	0.34	nd	38	5810	149	0.34	nd	106	nd	83

- **K:** La concentración de K en los SP varía entre 300 y 700 mg/l. Una concentración alta de 1,200 mg/l fue medida en 1995 (Taran et al., 1998). Las concentraciones más bajas nuevamente fueron medidas en enero de 2002, éstas fueron de 9 mg/l.
- **Mg:** La concentración de Mg varía entre 190 y 380 mg/l (Taran et al., 1998). 21 mg/l y 38 mg/l fueron las concentraciones de Mg en enero 2002.
- **Li:** Las tres concentraciones de Li en los SP son 6.21 mg/l, 8.4 mg/l y 0.11 mg/l, medidas entre abril 2001 y enero 2002.
- **Al:** Existen dos mediciones de la concentración de Al. Éstas fueron de 7.4 mg/l en 1995 y 2.9 mg/l en 1997 (Taran et al., 1998).
- **Fe:** La concentración de Fe quedó generalmente debajo de 0.4 mg/l (Taran et al., 1998). Concentraciones relativamente mayores de 1.87 mg/l y 2.5 mg/l fueron medidas en el año 2002.
- **SiO₂:** La concentración de SiO₂ en los SP varía entre 80 y 290 mg/l, relativamente más baja que la concentración de SiO₂ en el agua del lago. En 1995 se midió una concentración mayor de 439 mg/l (Taran et al., 1998).

El anion más abundante en los SP claramente es Cl, seguido por SO₄, B, HCO₃ y F:

- **Cl:** Se nota que la concentración de Cl disminuye en el tiempo para los SP (Taran et al., 1998). Las concentraciones más altas fueron medidas antes de enero 2001. La concentración llegó hasta valores elevados de 13,550 mg/l (Taran et al., 1998). Desde enero 2001 la concentración más alta de Cl era 9250 mg/l. Últimamente, en abril 2002, la concentración de Cl era aproximadamente 5800 mg/l. El agua de los SP no tenía Cl en enero de 2002.
- **SO₄:** Desde enero 2001 la concentración de SO₄ en los SP varió entre 150 mg/l y 460 mg/l. En 1995 se midió una concentración más alta de 1,272 mg/l (Taran et al., 1998).

- **B:** generalmente la concentración de B varió entre 70 y 100 mg/l. El agua de los SP no contenía B en enero 2002. La concentración más alta fue medida en 1995 (Taran et al., 1998).
- **HCO₃:** La concentración de HCO₃ depende del pH. Valores de pHs más altos corresponden con concentraciones más altas de HCO₃. La concentración más alta de HCO₃ fue medida en enero 2001, 69 mg/l.
- **F:** Las concentraciones de F se quedaron menores a 0.60 mg/l. Una concentración más alta de F de 3.04 mg/l fue medida en abril de 2001.

III.2.4 Agua Caliente

Los manantiales de Agua Caliente se encuentran al sureste fuera del somma cráter. El lugar es difícil a llegar por sus barrancas profundas y su vegetación densa. Por esta razón, el muestreo es menos seguido que el de las aguas del lago.

Los datos de la hidrogeoquímica de los manantiales termales de Agua Caliente están representados en la Tabla 9.

El pH de AC no cambió mucho durante su existencia, aún desde antes de las erupciones del 1982. La variedad en pH es de 7.62 hasta 5.75 (Taran et al., 1998). El pH medido en enero 2001, la última visita a Aguas Calientes, de 6.2 es muy representativo para la acidez de estas aguas termales.

La temperatura más baja fue medida en marzo 1996, esta fue de 46°C (Taran et al., 1998). Sin embargo esta temperatura es la del arroyo de AC, no de la fuente. En enero 2001 la temperatura más alta de 74°C fue medida. Las temperaturas de los manantiales se quedaron estables. La química varía congruentemente con la temperatura, concentraciones más altas de los iones ocurren en aguas más calientes (Figura II.5).

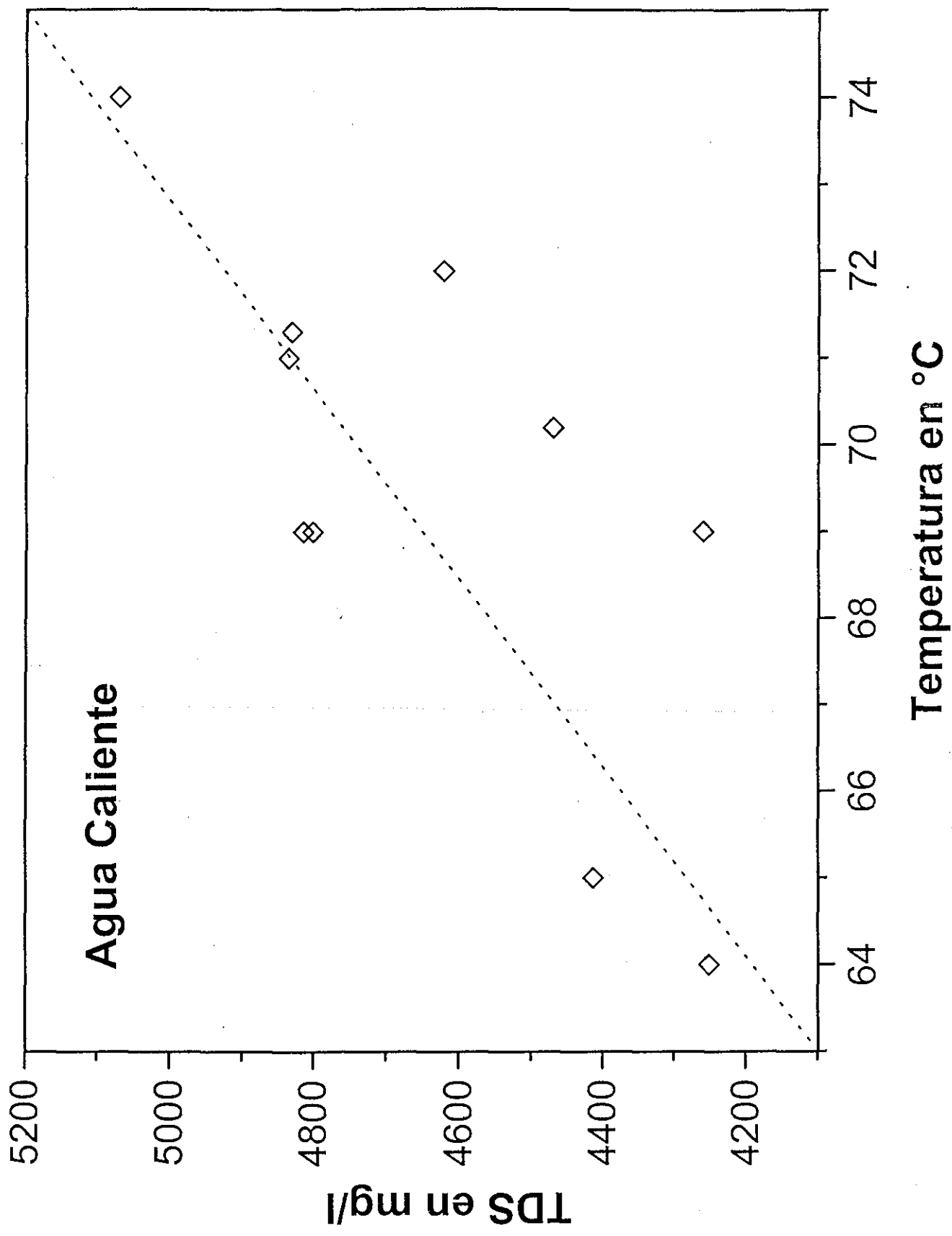
La concentración de sílice está en un rango de 130 hasta 230 mg/l. Sin embargo, valores de concentraciones hasta 572 mg/l fueron medidos en junio de 1998.

date	site	T(°C)	pH	SiO ₂	Na	K	Ca	Mg	Al	Fe	Cl	B	SO ₄	HCO ₃	F
1974	1974*	71	7.6	132	140	21	205	50	na	na	456	3	276	71	0.15
May-95	AC1	70.2	6.42	196	790	140	604	88	2.1	0.1	1976	27	385	262	0.6
Mar-96	AC46	46	7.62	131	444	56	373	22	na	nd	1055	20	396	105	0.41
Jan-97	AC1	69	6.72	135	715	95	562	60	0.93	0.25	2040	19	442	191	0.47
Jan-97	AC2	71	6.42	172	816	109	623	70	1.1	5.01	2330	31	451	228	0.52
Apr-98	AC1	69	7.3	133	872	113	616	61			2305	24	447	244	0.64
Jun-98	AC1	72	5.85	172	811	112	610	52	0.05	6.65	2010	25.0	585	238	0.10
Jun-98	AC2	65	6.35	157	785	109	610	54	0.50	6.63	1870	25.0	565	232	0.10
Jun-98	AC3	69	5.75	157	833	120	642	66	0.10	5.10	2120	27.0	600	232	0.10
Jan-01	AC401	64	6	202	739	100	490	61	nd	nd	1860	21	545	233	0.53
Jan-01	AC7101	71.3	6.13	217	877	115	556	76	nd	nd	2055	31	633	271	0.63
Jan-01	AC7401	74	6.19	227	934	126	575	78	nd	nd	2170	29	704	227	0.59

Tabla II.9

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

F164 II. 0



El sodio es el cation más abundante en las Aguas Calientes, seguido por el calcio, el potasio y el magnesio. Los cationes aluminio y fierro son menos abundantes. Las concentraciones de los cationes varían poco:

- **Na:** Después de las erupciones del 1982, las Aguas Calientes se pusieron más ricas en Na la concentración de Na subió de 140 mg/l hasta alrededor de 800 mg/l (Taran et al., 1998). El valor de concentración más alto de 934 mg/l fue medido en enero 2001 en regímenes de temperaturas de 74°C.
- **Ca:** Las Aguas Calientes también están más ricas en Ca desde las erupciones de 1982 (Taran et al., 1998). Concentraciones alrededor de 600 mg/l son muy representativas para las Aguas Calientes. En enero 2001, una concentración de Ca más baja fue medida, 490 mg/l mínimo.
- **K:** La concentración de K varía poco, entre 95 y 140 mg/l (Taran et al., 1998). Las últimas muestras de enero 2001, tienen entre 100 y 126 mg/l de potasio.
- **Mg:** La concentración de Mg también varía poco. Valores entre 50 y 90 mg/l fueron medidos después de las erupciones (Taran et al., 1998). En enero 2001, la concentración de Mg varía entre 61 y 78 mg/l.
- **Fe:** La concentración de Fe varía generalmente entre 5 y 7 mg/l, pero valores de concentraciones bajas hasta 0.1 mg/l fueron medidos en mayo 1995. Para Fe existen nada más seis mediciones.
- **Al:** Aluminio tiene concentraciones menores a 2.1 mg/l. También para Al existen menos datos.

Como en el agua del lago del Chichón, los aniones cloro y sulfato son las especies más abundantes. Estas aguas termales también contienen bicarbonato, y los especies menores boro y fluor.

- **Cl:** Las concentraciones de Cl varían entre 1,000 y 3,200 mg/l (Taran et al., 1998). Las aguas más recientes contienen más Cl. En enero 2001, las concentraciones más altas entre 2500 y 3200 mg/l fueron medidas. Estas concentraciones de Cl son parecidas a las del lago volcánico.

- **SO₄**: Durante la historia de las Aguas Calientes, el agua, también, se puso más rica en sulfato. La concentración de SO₄ sube de 385 mg/l en mayo 1995 hasta más que 700 mg/l en enero 2001 (Taran et al., 1998).
- **HCO₃**: La concentración del bicarbonato varía entre 190 y 270 mg/l (Taran et al., 1998). La concentración del boro también queda estable entre 20 y 30 mg/l durante la historia de las Aguas Calientes. Flúor nada más ocurre en concentraciones menores a 0.7 mg/l.

Generalmente, las aguas más saladas ocurrieron en las aguas más calientes, principalmente en enero 2001. Salinidades bajas, menor que las tendencias generales, fueron medidas en marzo 1996 (Taran et al., 1998).

III.2.5 Agua Roja

Los ríos de Agua Roja se encuentran a unos seis kilómetros al este del cráter. Estas aguas no son normales y tienen una composición química diferente al agua del lago y las aguas termales de Aguas Calientes.

Desde el inicio del muestreo de las aguas de Agua Roja en mayo 1995, el pH siempre era ácido. Valores de pH entre 3.1 y 4 son los más comunes, pero un pH hasta 6.1 fue medido en enero 1997 (Taran et al., 1998).

Las Aguas Rojas son menos saladas que las aguas termales dentro del cráter y de Aguas Calientes (Tabla II.11). El cation calcio es la especie más común, seguido por sodio, magnesio y potasio. Los cationes aluminio y fierro son menos abundantes.

- **Ca**: La concentración de Ca varía entre 86 mg/l, medida en abril de 1998 y 568 mg/l, medida en mayo de 1995 (Taran et al., 1998). Desde enero de 2001 hasta enero de 2002, los valores de concentraciones de Ca entre 309 y 437 mg/l representan la situación más común para las Aguas Rojas.
- **Na**: La concentración de Na es mucho menor que la de Ca con valores entre 10.8 (noviembre de 1998) y 45.5 mg/l (enero de 2001).

fecha	muestra	T(°C)	pH	SiO ₂	Na	K	Ca	Mg	Al	Fe	Cl	SO ₄	HCO ₃	F	B
May-95	R1	25.1	3.52	58	20	21	568	33.5	na	na	6.3	2234	nd	na	1.5
May-95	R2	24	3.58	63	20.1	26.9	334	34.2	0.15	4.6	13.7	1403	nd	na	1.3
May-95	R3	23.2	4.48	48	33.8	27.5	556	23.2	1.7	0.05	8.1	1475	83	0.71	nd
Jan-97	R1	24	6.07	32	13.7	11.7	151	18.4	0.48	0.08	3.7	387	12.3	0.12	0.61
Jan-97	R3	23.5	3.7	43	16.3	12.7	277	16	1.2	0.33	3.7	710	nd	0.16	nd
Jan-97	R4	27.5	3.67	56	36.3	34.3	397	39	3.2	0.5	8.3	1251	nd	0.02	0.52
Jan-97	R5	23.5	3.54	42	28	23	507	23	20	1.1	5.7	1598	nd	0.04	na
Jan-97	R2	24	3.24	48	28	25	435	33	3	4.4	5.6	1277	nd	0.05	0.51
Feb-98	R8														
Apr-98	RAS	24.7	5.94	55	25	7.9	145	12.2			30	378	96	0.61	0
Apr-98	RRM	24					86	14.7				224			
Nov-98	R1	24	3.94	59	42.9	31.6	319	16.6	10.3	1.24	2.3	1562		0.42	0
Nov-98	R11	24.3	3.49	59	11.7	10.8	101	15.4	1.63	1.24	0.7	387		0.36	0
Nov-98	R4	25.4	4.23	82	37.3	26.6	434	28.3	6.42	27.9	0.82	1571		1.12	0
Apr-99	R8														
Aug-99	R8														
Aug-99	R8														
Aug-99	R8														
Jul-00	R4	25	4	51	13	9	88	14			0.7	314		0.2	0
Jan-01	R1.01 RW-1	25	3.94	29	14.1	8.7	92	27	nd	nd	0.9	311	nd	0.19	nd
Jan-01	R2.02 RW-2	25	4.3	56	10.9	9	88	26	nd	nd	1	281	nd	0.31	nd
Jan-01	R801 ARM8	25	3.1	82	45.5	24.9	437	28	nd	nd	0.8	1252	nd	0.36	nd
Jul-01	R8	25	3.17	89	31	23.5	309	21.9	nd	1.62	2.7	433	0	0.13	nd
Jan-02	R8	24	3.23	121	30.6	21.5	364	21.3	nd	60	1.75	854	nd	0.41	0.43
Apr-02	R8	25	2.94	76	37.6	25	423	16.8	nd	8.1	1	1225	0	0.35	nd

TESIS CON FALLA DE ORIGEN

Tabla II.11

- **Mg:** La concentración de Mg es de la misma orden que la de Na, con concentraciones entre 12.2 mg/l en abril de 1998 y 34.2 mg/l en mayo de 1995 (Taran et al., 1998). La concentración de Mg en las muestras de AR de 2001 y enero de 2002, es alrededor de 25 mg/l.
- **K:** La concentración de K es menor pero de la misma orden que la de Na y Mg. La concentración más baja fue medida en abril 1998, 7.9 mg/l; la más alta en enero 1997 fue de 34.3 mg/l (Taran et al., 1998). Desde enero 2001 hasta 2002, las Aguas Rojas tenían concentraciones muy representativas alrededor de 22 mg/l.

Se observa la misma orden de magnitud de las concentraciones de los cationes Na, Mg y K. Las tendencias en los cambios de estas especies también son iguales.

- **Al:** Para aluminio existen menos datos. La concentración de Al es más baja y varía entre 0.15 mg/l en mayo de 1995 y máximamente 20 mg/l en enero de 1997 (Taran et al., 1998). Después de noviembre de 1998 ya no existen datos de la concentración de Al.
- **Fe:** La concentración de Fe, generalmente, varía de 4.6 mg/l hasta concentraciones bajas de 0.05 mg/l (Taran et al., 1998). Dos concentraciones excepcionalmente altas fueron medidas en noviembre de 1998 y enero de 2002, de, respectivamente, 27.9 mg/l y 60 mg/l. Para Fe también existen menos datos.
- **SiO₂:** La concentración de sílice varía entre 30 mg/l (enero de 2001) y 90 mg/l (julio de 2001).

Las Aguas Rojas son muy ricas en sulfato y contienen poco bicarbonato. Cloro ocurre en concentraciones muy bajas, como es el caso para flúor y boro.

- **SO₄:** Generalmente, la concentración de sulfato es de una orden de magnitud más grande que en las aguas termales dentro del cráter y del lago (Taran et al., 1998). Se observan dos tendencias en la concentración de

sulfato de las Aguas Rojas. La primera tendencia muestra valores de concentración entre aproximadamente 225 y 435 mg/l. La segunda tendencia da concentraciones entre aproximadamente 1,250 y 1,600 mg/l. Dentro de la misma campaña de muestreo, las dos tendencias están presentes. Podemos decir que la concentración de SO_4 depende del lugar y no de la fecha de muestreo. Valores de concentraciones intermedios de 710 mg/l y 854 mg/l fueron medidos en enero 1997 y enero 2002 respectivamente. La concentración más alta fue medida en mayo 1995, 2,234 mg/l (Taran et al., 1998).

- **HCO₃**: Nada más existen tres datos para bicarbonato. Las concentraciones de HCO₃ medidas son: 83 mg/l (mayo de 1995), 12.3 (enero de 1997) y 96 (abril de 1998) (Taran et al., 1998).
- **Cl**: La concentración de Cl, generalmente, varía entre 2 y 8 mg/l. Concentraciones menores a 1 mg/l fueron medidas en noviembre de 1998 y enero de 2001. La concentración más alta de 30 mg/l fue medida en abril de 1998. En enero 2002, la concentración es de 1.75 mg/l.
- **B**: Los 11 datos que existen para la concentración de B varían entre 1.5 y 0 mg/l (Taran et al., 1998). En enero de 2002, la concentración del boro es de 0.43 mg/l.
- **F**: Flúor es aún menos abundante que boro. La concentración de F siempre quedó menor a 1.12 mg/l (noviembre de 1998). La concentración de F en enero de 2002 es de 0.41 mg/l.

III.2.6 Varias aguas alrededor del Chichón

Los datos de la química de las aguas de Agua Salada (AS), Agua Tibia (AT) y el Río Magdalena (RM) están representados en la Tabla II.13

En AT y AS el Cl tiene concentraciones hasta 1500 mg/l, SO_4 hasta 900 mg/l y HCO₃ hasta aproximadamente 90 mg/l (Taran et al., 1998). Los cationes más abundantes son Ca y Na con concentraciones en el orden de 200-600 mg/l. A la

VARIOS

fecha	sitio	T(°C)	pH	SiO ₂	Na	K	Ca	Mg	Al	Fe	Cl	SO ₄	HCO ₃	F	B	delta ¹⁸ O	deltaD	
Apr-98	AS1	51	5.91	104	598	54.4	666	61			1574	855	75	1.2	15.2			
Apr-98	AS2	49	9.98	107	702	55	666	61			1454	900	85	1.3	14			
Apr-98	Rio Salada	31	7.71	57	232	22.4	337	25.7			580	511	89	0.64	5.7			
Apr-98	Agua Tibia	31.4	7.85	92	472	71	429	46			1124	669	92	0.41	14			
Apr-98	Rio Magdal	28	7.82	32.1	108	16.8	203	21	0	0	290	418	95	0.34	2.44			
Oct-98	Rio Magdal																-18	
Oct-98	AS																-17	
Jan-01	BP	63	6.87	67.7	47.2	14.8	169	26	nd	nd	135	50.8	347	0.32	1.49			
Jan-01	lluvia																-2.7	1
Jul-01	lluvia																-1.1	5
Jul-01	lluvia																-0.9	4

Tabla II.13

38-A

**TESIS CON
FALLA DE ORIGEN**

fueron la temperatura de AS es de 50°C. Las AT son menos calientes con temperaturas alrededor de 30°C (Taran et al., 1998).

Las concentraciones de los iones en el Río Magdalena son altas para un río, porque RM es el sistema de drenaje principal de todas las aguas calientes del volcán.

III.3 Isótopos estables

III.3.1 Las fumarolas

Condensados de los gases fumarólicos fueron tomados para el análisis isotópico. Desde octubre de 1998, existen siete datos de isótopos de deuterio y oxígeno. Los datos antes de enero de 2001, están obtenidos por los colegas italianos, Capaccioni y otros. La isotopía de los condensados de los gases fumarólicos está representada en la Tabla II.6.

- $\delta^{18}\text{O}$: La isotopía de oxígeno varía entre -1.2‰ , medido en octubre de 1998 por Capaccioni y compañeros (datos no publicados), y -9‰ , medido en enero de 2001.
- δD : La isotopía de deuterio varía congruentemente con la de oxígeno. El valor de δD más alto fue obtenido por Capaccioni y otros el mes de octubre de 1998, -25.3‰ (datos no publicados). El valor más bajo también pasó en enero de 2001, este fue de -53.2‰ .

fecha	muestra	delta ¹⁸ O	deltaD	delta ³⁴ S
1997	FN			2.5
Oct-98	F1SPcond	-1.2	-25	
Nov-98	FS (It)	-3.6	-35	
Nov-98	FW	-5.8	-45	
Aug-99	FN?	-3.3	-35	
Jan-01	FN	-4.9	-46	
Jan-01	FE	-9	-53	
Apr-01	FN1	-2.2	-33	
Apr-01	FN2	-1.8	-34	
Jan-02	FE	-5	-38	

Tabla II.6

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

III.3.2 El agua del lago

La isotopía de hidrógeno y oxígeno del agua del lago está representada en la Tabla II.4.

- $\delta^{18}\text{O}$: La isotopía de oxígeno varía entre -3.1 y 3.8 ‰. Los valores negativos se midieron en noviembre de 1998 y agosto de 1999 (Capaccioni y otros, datos no publicados).
- δD : La isotopía de hidrógeno varía entre -29 (noviembre de 1998) y $+12$ ‰ (mayo de 1995) (Taran et al., 1998).

La tendencia entre δD y $\delta^{18}\text{O}$ es igual para ambos isótopos: valores más bajos de δD corresponden con valores más bajos de $\delta^{18}\text{O}$.

III.3.3 Los posos hirviendo: "Soap pools"

Los datos de los isótopos de oxígeno y hidrógeno para los SP están representados en la Tabla II.8.

- $\delta^{18}\text{O}$: La isotopía de oxígeno para los SP varió entre 0.8 y 3.5 ‰. Los valores negativos -1.2 y -5.2 ‰ fueron medidos respectivamente en un condensado de una fumarola dentro del campo de SP y en un pozo más frío de 63°C (Taran et al., 1998).
- δD : La isotopía de hidrógeno varió entre -25 y $+4$ ‰.

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

III.3.4 Agua Caliente

Existe una serie de cinco datos sobre la isotopía de las Aguas Calientes (Tabla II.10). Desde abril de 1998, la isotopía no cambió mucho, especialmente para $\delta^{18}\text{O}$.

- $\delta^{18}\text{O}$: La isotopía de oxígeno varía entre -3.2‰ en agosto de 1999 y -4.0‰ en enero de 2001. El valor promedio para $\delta^{18}\text{O}$ es -3.5‰ .
- δD : La isotopía de δD varía entre -13‰ , medida en abril de 1998, y -26‰ en enero de 2001. El valor promedio de -19‰ es bien representativo y coincide con el valor máximo de enero de 2001.

III.3.5 Agua Roja

La isotopía de las Aguas Rojas está representada en la Tabla II.12.

- $\delta^{18}\text{O}$: Los valores de los isótopos de oxígeno acercan el valor de -5‰ con poca variación (Taran et al., 1998).
- δD : La isotopía de hidrógeno varió entre -18 y -29‰ (Taran et al., 1998).

III.3.6 Varias aguas alrededor del Chichón

La isotopía de oxígeno de RM y AS es de -4.2 y -3.4‰ respectivamente. Los isótopos de hidrógeno muestran valores para esta agua de -18 y -17‰ respectivamente para RM y AS (Taran et al., 1998).

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

III.4 Estimación del volumen del lago

Por medio de las técnicas descritas en el capítulo II.4 se calculan los volúmenes del lago del Chichón. Desde 1983, se midieron 15 volúmenes del lago, sea mediante las fotos personales o de otros fotógrafos. Se compara cada volumen del lago con el volumen del lago en abril 1998. La evolución del lago del Chichón está mostrada en la compilación de fotos (Figura II.2).

Generalmente, el lago ocupa entre 10 y 20 % de la superficie del cráter. Del lago de 1983 no existe seguridad sobre la profundidad del lago. Casadevall et al. (1984) estimaron la profundidad del lago mayor a 50 metros, pero este valor no es muy justificado.

El volumen del lago entre 1985 y 2002 varió entre 7.1 y 90.9 10^4 m³. Los lagos más voluminosos fueron observados en mayo 1992 y en los primeros cuatro meses del año 2001. En mayo de 1995, el lago es 4.92 veces más grande que en abril 1998; desde enero de 2001 hasta abril de 2001, el lago es entre 9.3 y 12.8 veces más grande que en abril 1998. En julio de 2001, el volumen se bajó hasta la mitad del lago de abril de 2001, alrededor de cuatro veces más grande que en abril de 1998.

El lago del Chichón ocupa máximamente 41 % de la superficie del cráter completo, en enero de 2001. La superficie del cráter fue estimada por los mismos métodos descritos en el capítulo I.3.3, a un valor de 788 500 m². Generalmente el lago ocupa entre 10 y 20 % de la superficie del cráter.

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

IV. DISCUSIÓN: Descripción del sistema vulcano-hidrotermal del Chichón

El estudio de lagos volcánicos es multidisciplinario e involucra principios de geología, vulcanología, geofísica, hidrogeología, limnología y geoquímica.

Las condiciones físico-química en estos lagos dependen del grado de interacción entre el sistema atmosférico y el volcánico (Delmelle et al., 2000). Generalmente las aguas de estos lagos tienen un pH alrededor de uno y son ricas en cloro, sulfato y cationes originarios en las rocas volcánicas (Sriwana et al., 2000). Muchos lagos volcánicos representan sistemas hidrológicos dinámicos con una circulación rápida dentro de los edificios volcánicos. Cambios en la composición química y las características físicas del lago reflejan cambios dentro del sistema vulcano-hidrotermal. Por esta razón, los cambios geoquímicos en los lagos volcánicos se pueden utilizar para pronosticar la actividad futura del volcán. En los capítulos siguientes se presenta una discusión de los datos del lago del Chichón descritos para el sistema vulcano-hidrotermal y su interpretación.

El lago del Chichón se distingue de otros lagos volcánicos en el mundo, que se describe en detalle en la Sección III.1.1. Empezando por una descripción de su carácter especial así como por medio de cálculos de balance de masa y de un modelo de caja se puede entender su dinámica (Sección III.1.2). En los diagramas de mezcla descubrimos las fuentes de los iones disueltos en las aguas termales del sistema vulcano-hidrotermal del Chichón, igual que en las Aguas Rojas (Sección III.2). Por medio de la isotopía de He y la composición de los gases fumarólicos descubrimos la relación con la tectónica regional de la zona del Chichón (Sección III.3). La geotermometría y los isótopos estables damos argumentos para describir el sistema vulcano-hidrotermal del Chichón en un modelo detallado (Sección III.4). La interacción agua-roca dentro del sistema está descrita en la Sección III.5.

IV.1 El lago volcánico del Chichón

IV.1.1 Comparación con otros lagos volcánicos en el mundo

Aunque El Chichón hizo erupción hace apenas 20 años, la química de su lago cratérico es diferente cuando se compara con la de otros lagos volcánicos dentro de los sistemas vulcano-hidrotermales activos. Ejemplos de lagos volcánicos mejor estudiados son la Laguna Caliente del volcán Poás, Costa Rica (Brantley et al., 1987; Martínez et al., 2000; Rowe et al., 1992a y b y 1995), el "Crater Lake" del volcán Ruapehu, Nueva Zelanda (Giggenbach, 1974; Giggenbach y Glover, 1975; Christenson y Wood, 1993; Christenson, 1994; Christenson, 2000; Hurst et al., 1991), el asociado al Taal, Filipinas (Delmelle et al., 1998) y el de Kawah Ijen, Indonesia (Delmelle y Bernard, 1994; Delmelle y Bernard, 2000; Delmelle et al., 2000). Generalmente, las concentraciones de SO_4 y Cl en los lagos volcánicos son indicadores químicos importantes sobre la actividad del volcán. Se observa en la Figura III.1 que existe una relación entre las concentraciones de SO_4 y Cl, especialmente para los volcanes Ruapehu y Kawah Ijen. Los lagos de estos tres volcanes contienen mucho Cl y en especial mucho SO_4 . El lago del Chichón contiene relativamente poco SO_4 y las concentraciones de Cl son considerablemente más bajas que en algunos otros lagos. Este fenómeno se debe tal vez a la influencia importante de las lluvias en la zona del Chichón; sin embargo, éste también es el caso para los volcanes Poás y Kawah Ijen que también se ubican en zonas tropicales y aún así contienen mucho Cl y SO_4 . Las concentraciones bajas de los aniones Cl y SO_4 en el lago del Chichón se deben probablemente a una fuente diferente de las aguas como sucede en otros lagos volcánicos.

El lago del volcán Taal representa un comportamiento químico para los aniones Cl y SO_4 parecido al del Chichón. El volcán Taal, que se encuentra en una isla de un lago que tuvo conexión con el mar, tiene una contribución marina en sus fluidos termales (Delmelle et al., 1998). La acidez del lago del Chichón es mucho más baja que la de los otros lagos volcánicos (Figura III.2). Un pH alrededor de 2.5

Figura III.1

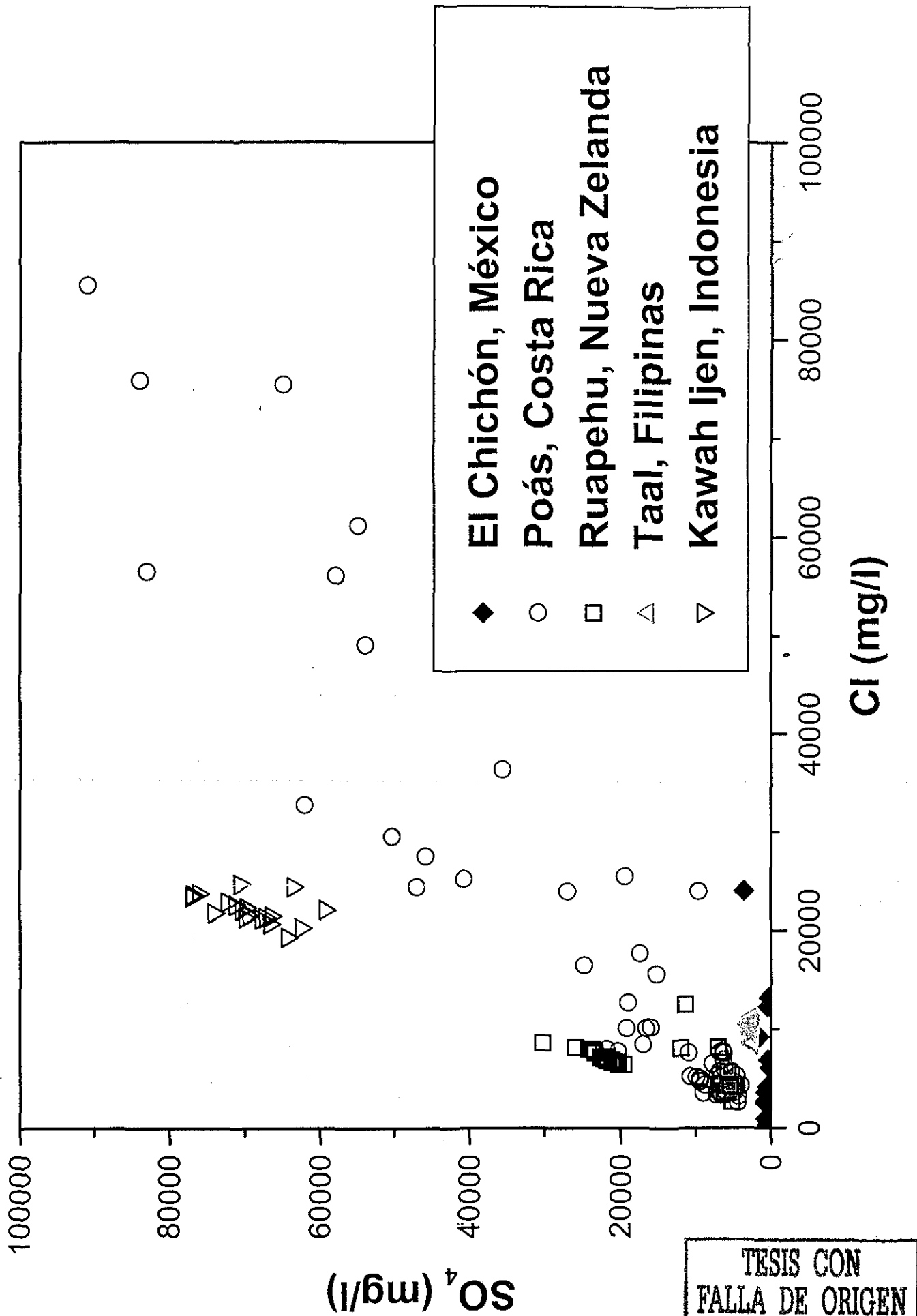
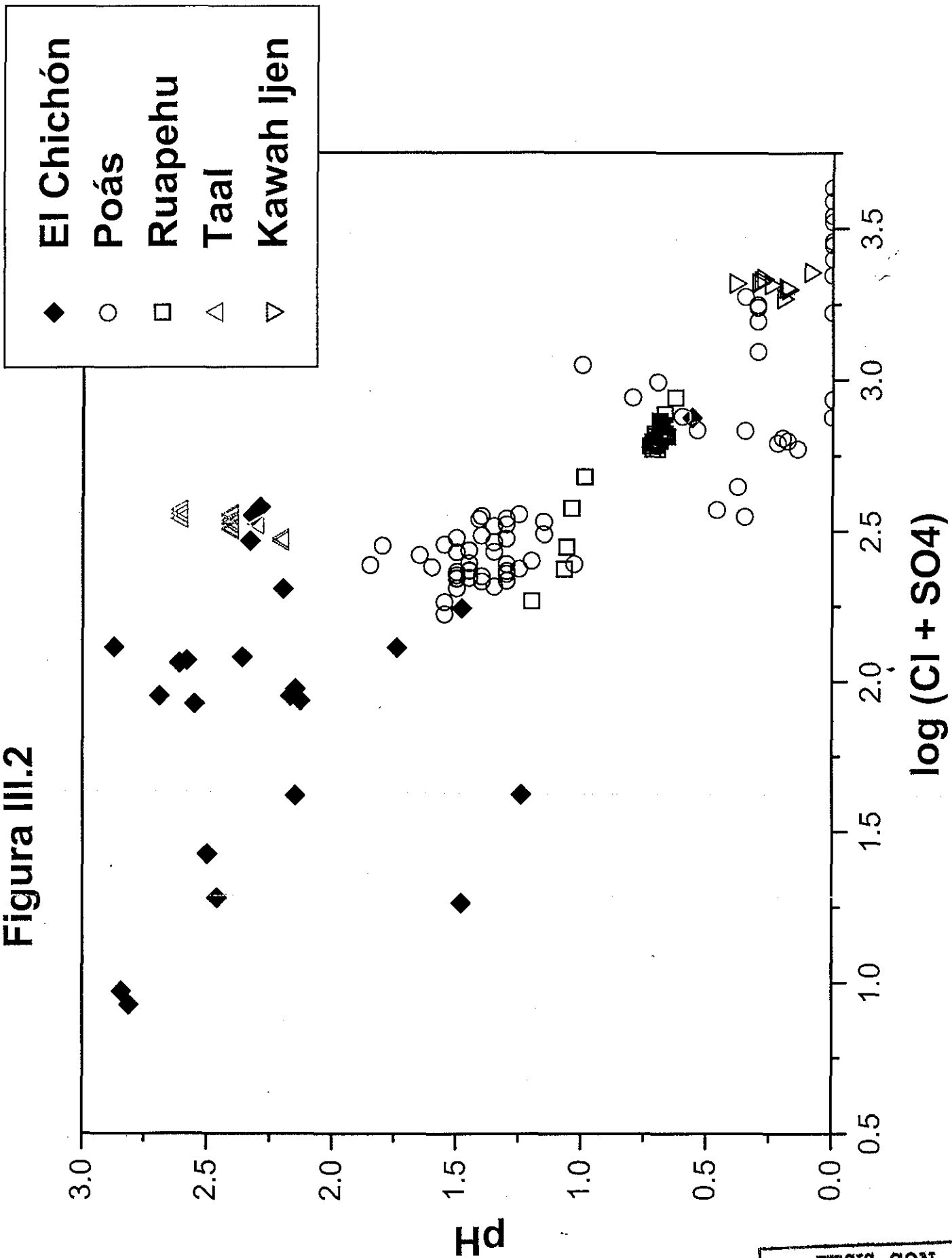
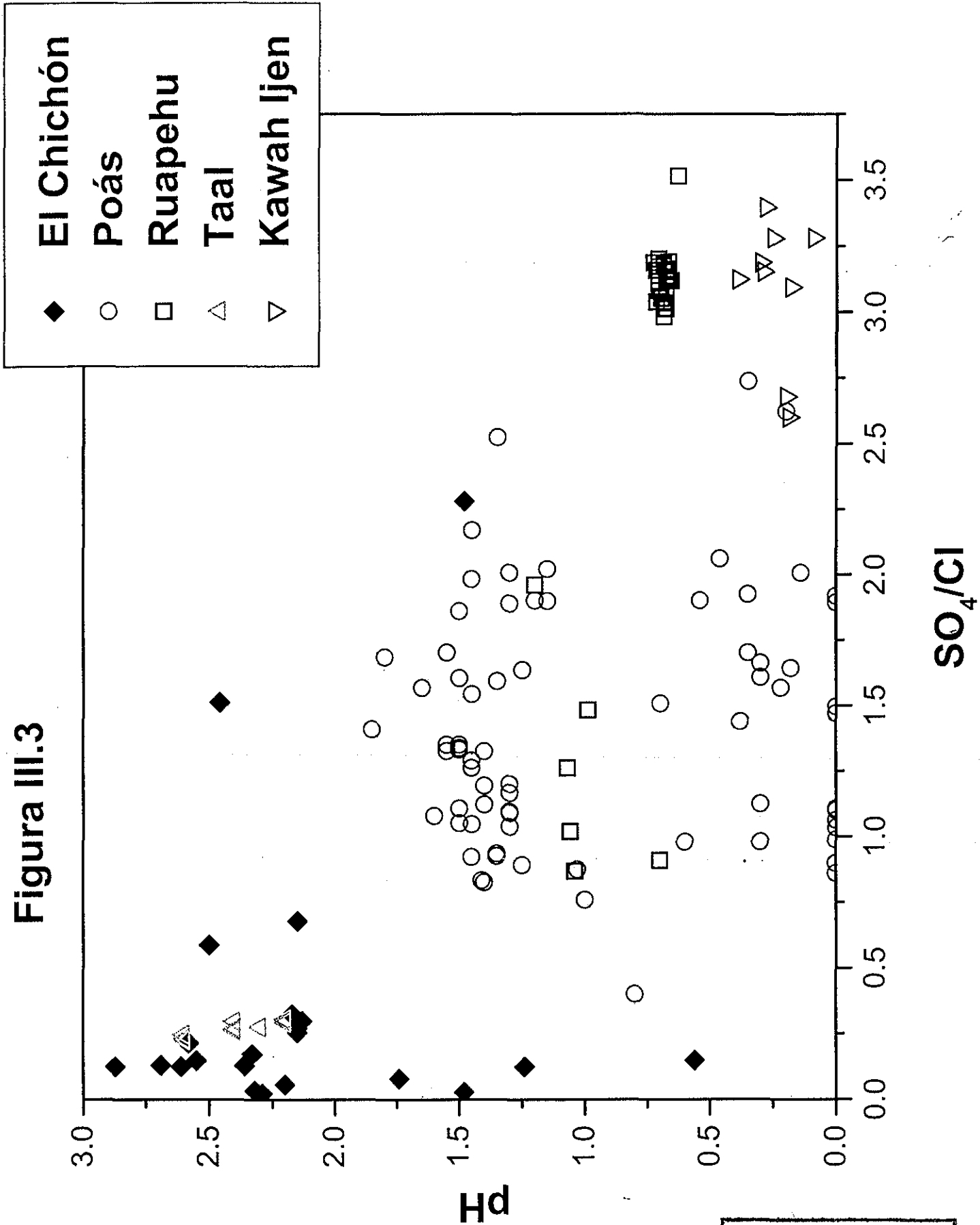


Figura III.2



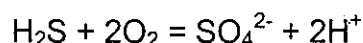
TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

Figura III.3



TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

para aguas de lagos dentro de cráteres tan activos es muy poco común; de hecho, el pH de 2.8 en el lago del Chichón es el valor más alto medido en cualquier lago volcánico activo del mundo. Sin embargo, el lago del Chichón es un estanque grande de agua ácida. El agua del lago del Chichón proviene de las lluvias intensas y de la descarga de los pozos en ebullición, en las orillas noroccidentales del lago. Las dos fuentes del agua del lago, el agua meteórica y la de los SP, son aguas neutrales. El pH alto de los SP se explica en el capítulo IV. El pH de alrededor de 2.5 puede deberse a la siguiente reacción redox:

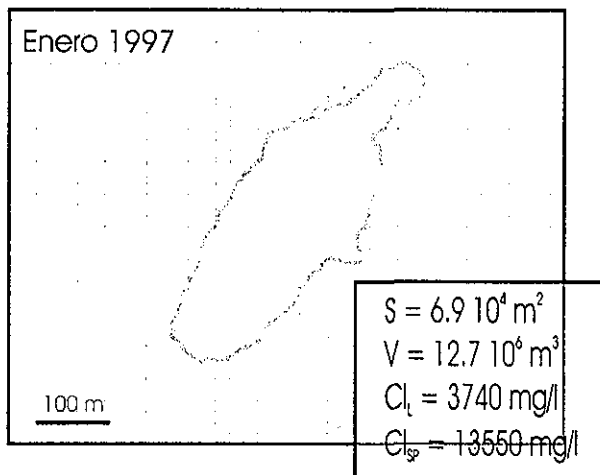
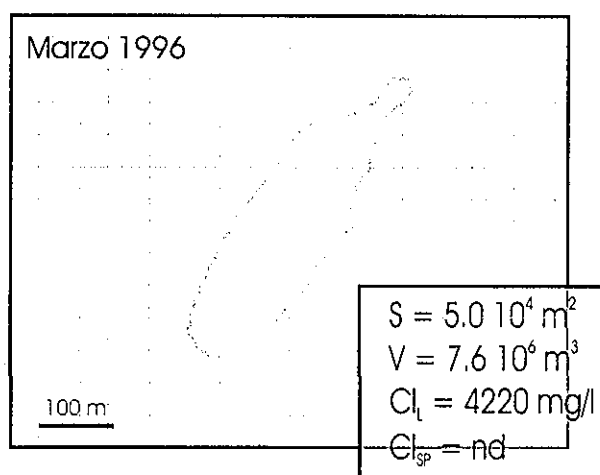
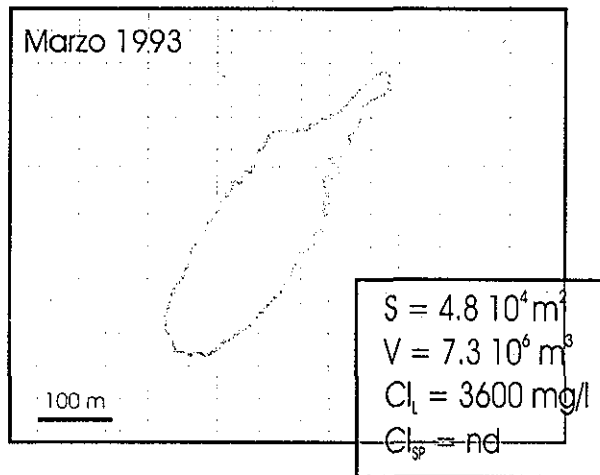
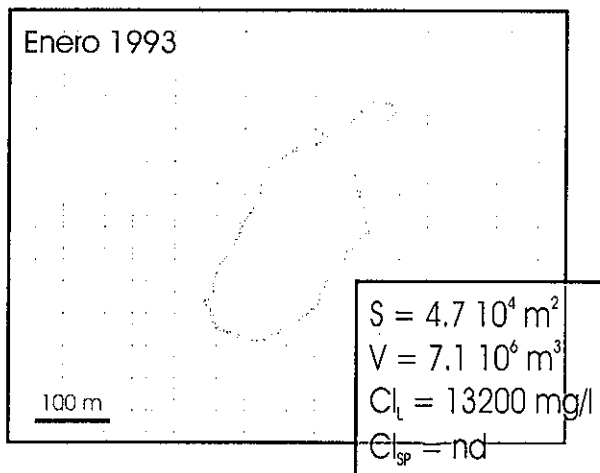
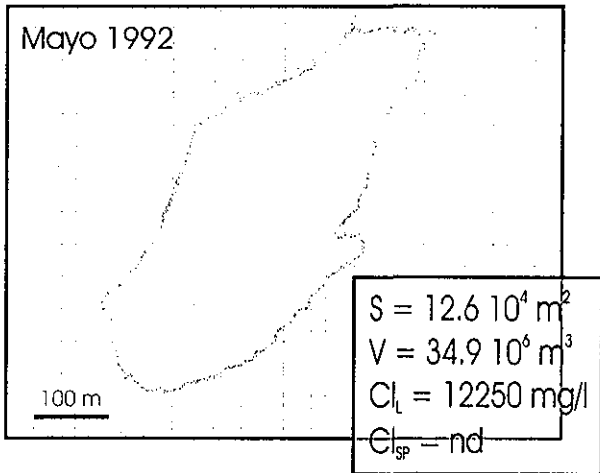
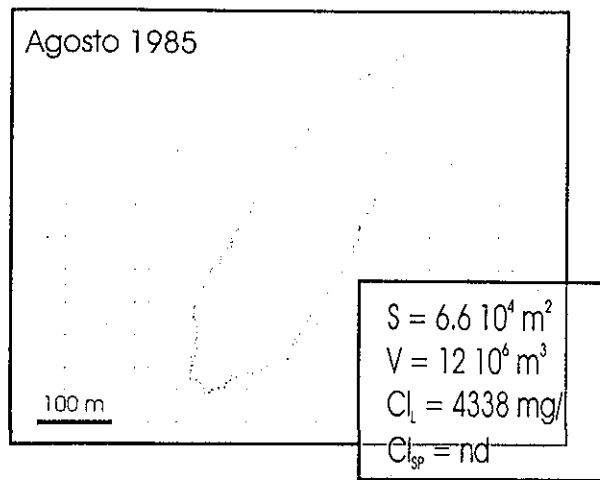
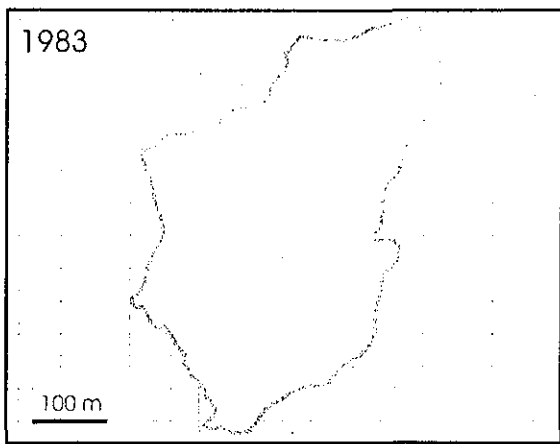


El gas H_2S entra al fondo del lago y se oxida formando sulfato. En la reacción redox mencionada arriba se libera H^+ que resulta en un pH más bajo. Esta reacción explica también la presencia de SO_4 en el lago. Las concentraciones de SO_4 en el lago son bajas y la concentración de H_2S en los gases fumarólicos también es baja.

El cociente entre SO_4 y Cl versus pH se presenta en la Figura III.3. Los puntos del Chichón, juntos con los del volcán Taal, se ubican otra vez fuera de los de los lagos volcánicos clásicos como los del Poás, Ruapehu y Kawah Ijen. El lago del volcán Kawah Ijen es el reservorio de aguas extremadamente ácidas y saladas más grande del mundo (Delmelle et al., 2000).

Como El Chichón tuvo erupciones plinianas hace 20 años, se esperan condiciones más extremas de acidez y contenido de iones, pero se observa claramente que no es el caso. El lago del Chichón dentro de su sistema hidrotermal es un fenómeno peculiar y vale la pena de investigar en mayor detalle.

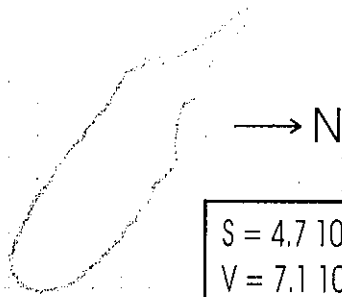
TESIS CON
FALLA DE ORIGEN



TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

Figura III.4

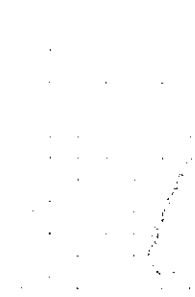
Abril 1998



100 m

$S = 4.7 \cdot 10^4 \text{ m}^2$
 $V = 7.1 \cdot 10^6 \text{ m}^3$
 $Cl_t = 2800 \text{ mg/l}$
 $Cl_{sp} = 11000 \text{ mg/l}$

Noviembre 1998



100 m

$S = 5.2 \cdot 10^4 \text{ m}^2$
 $V = 8.2 \cdot 10^6 \text{ m}^3$
 $Cl_t = 18 \text{ mg/l}$
 $Cl_{sp} = 0 \text{ mg/l}$

Agosto 1999



100 m

$S = 6.2 \cdot 10^4 \text{ m}^2$
 $V = 10.9 \cdot 10^6 \text{ m}^3$

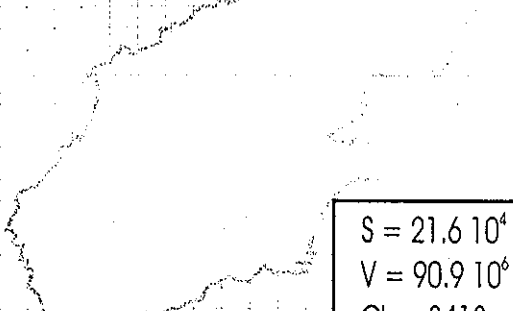
Enero 2001



100 m

$S = 18.1 \cdot 10^4 \text{ m}^2$
 $V = 65.9 \cdot 10^6 \text{ m}^3$
 $Cl_t = 2800 \text{ mg/l}$
 $Cl_{sp} = 9250 \text{ mg/l}$

Abril 2001



100 m

$S = 21.6 \cdot 10^4 \text{ m}^2$
 $V = 90.9 \cdot 10^6 \text{ m}^3$
 $Cl_t = 3413 \text{ mg/l}$
 $Cl_{sp} = 6286 \text{ mg/l}$

Julio 2001



100 m

$S = 10.2 \cdot 10^4 \text{ m}^2$
 $V = 24.3 \cdot 10^6 \text{ m}^3$
 $Cl_t = 2750 \text{ mg/l}$
 $Cl_{sp} = 6290 \text{ mg/l}$

Enero 2002



100 m

$S = 5.2 \cdot 10^4 \text{ m}^2$
 $V = 8.2 \cdot 10^6 \text{ m}^3$
 $Cl_t = 130 \text{ mg/l}$
 $Cl_{sp} = 2 \text{ mg/l}$

Abril 2002



100 m

$S = 10.3 \cdot 10^4 \text{ m}^2$
 $V = 24.8 \cdot 10^6 \text{ m}^3$
 $Cl_t = 1300 \text{ mg/l}$
 $Cl_{sp} = 5800 \text{ mg/l}$

TESIS CON FALLA DE ORIGEN

AS-B

IV.1.2 Balance de masa

Cálculos del balance de masa ayudan a dar una vista detallada del carácter dinámico de los lagos volcánicos. Los procesos de evaporación en la superficie del lago, la precipitación de aguas meteóricas, la descarga del agua en el subsuelo bajo el lago y la entrada de aguas termales de fuera del lago resultan en cambios en el volumen del lago del Chichón (Figura III.4). Se observan cambios muy drásticos en el volumen del lago del Chichón. Aunque no es una tarea simple, porque existe mucha variación en cualquiera de los parámetros, los cálculos de balance de masa nos pueden explicar los cambios en el volumen y la química, en particular el comportamiento de Cl dentro del lago.

Después de estimar el volumen del lago se calculan los módulos de evaporación, precipitación, infiltración y la descarga de los SP. Estos son cálculos de balance de masa puro, sin tomar en cuenta la concentración de Cl del lago, ni la de los SP. Los métodos de cálculo se explican paso a paso a continuación.

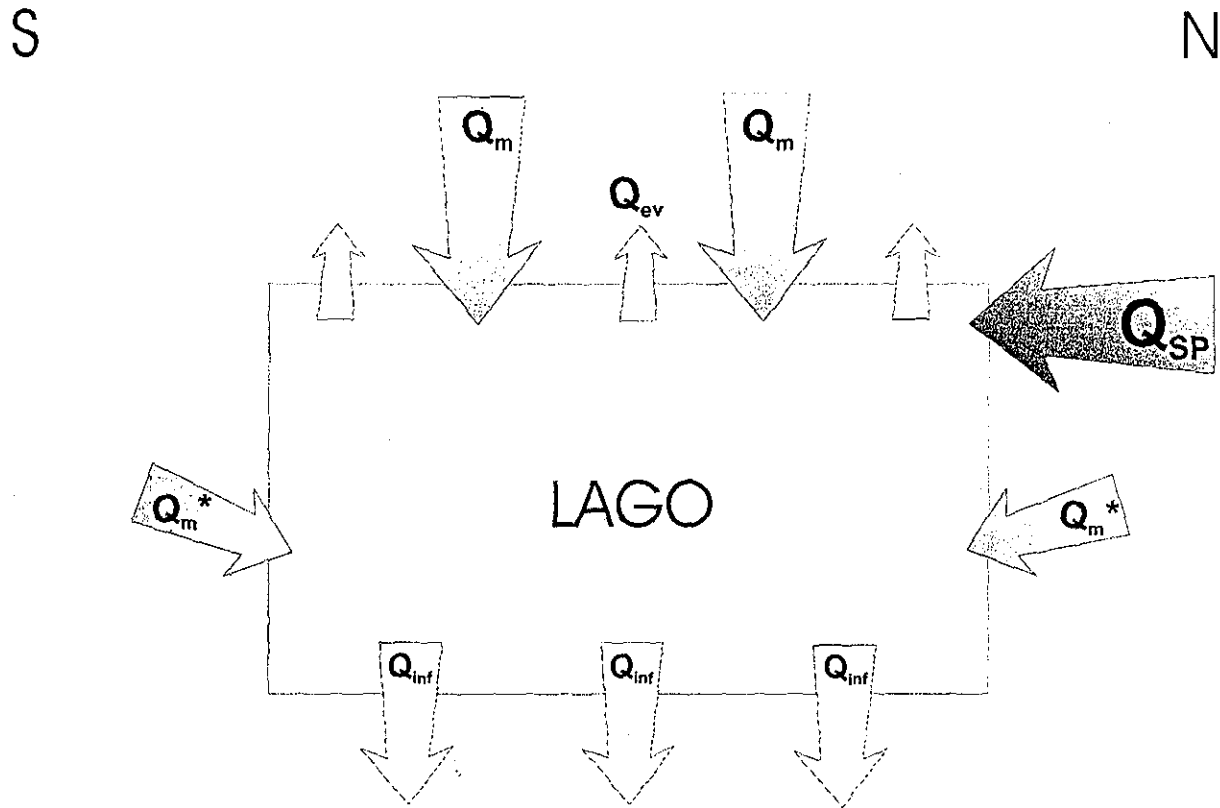
- *El Módulo de evaporación: R_{ev}*

Adams et al. (1990) describieron una teoría para calcular el módulo de evaporación bastante complicada. Este método se basa en la aero-hidrodinámica en la interfase entre la superficie del lago y el aire, resultando en una ecuación semi-empírica:

$$R_{ev} \text{ (kg/m}^2\text{s)} = (L_{ev}/H_{ev}) \cdot E \cdot (q_w - q_a) \cdot u$$

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

Figura III.5: BALANCE DE MASA DEL LAGO



TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

46-A

May-92	12.6	2.8	4.75	34.9	4.92	2.91	22.9			12250
Jan-93	4.7	1.5	4.9	7.1	1.00	0.20	-27.8	10	-10.7	3600
May-95	4.8	1.5	5.95	7.3	1.03	1.03	0.2	26	0	980
Mar-96	5	1.5	5.8	7.6	1.07	1.04	0.3	10	0.1	4060
Jan-97	6.9	1.8	4.95	12.7	1.79	1.67	5.1	10	2	4085
Apr-98	4.7	1.5	5.7	7.1	1	0.56	-5.6	15	-1.5	2670
Nov-98	5.2	1.6	12.15	8.2	1.15	1.15	1.1	7	0.6	18
Aug-99	6.2	1.7	19.85	10.9	1.54	1.33	2.7	9	1.2	900
Jan-01	18.1	3.6	15.9	65.9	9.28	6.05	55	16	13.3	2800
Apr-01	21.6	4.2	7.7	90.9	12.80	1.38	25	3	32.2	3413
Jul-01	10.2	2.4	7.75	24.3	3.42	0.27	-66.6	3	-85.6	2750
Jan-02	5.2	1.6		8.2	1.15	0.34	-16.1	6	-10.4	130
Apr-02	10.3	2.4		24.8	3.49	3.02	16.6	3	21.3	1300
										5800

Tabla III.1a

Los cambios en la superficie, volumen y química del lago

S = superficie

P = profundidad

<S> = superficie promedio entre 2 periodos

V = volumen

V/V₄₋₉₈ = volumen del lago comparado con el volumen en abril de 1998

V/V_{anterior} = volumen del lago comparado con el volumen anterior

dV = diferencia en volumen entre 2 periodos

dt = diferencia en tiempo entre 2 periodos

dV/dt = el cambio en volumen en el tiempo

Cl = la concentración de Cl en el lago

CL_{sp} = la concentración de Cl en los SP

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

46-B

Donde:

R_{ev} = Módulo de evaporación

L_{ev} = calor de evaporación a 35°C = 2.42 MJ/kg

H_{ev} = entalpía de vapor a 35°C = 2.56 MJ/kg

q_w = concentración de vapor en aire cerca de la superficie del lago a 35°C
= 0.041 kg/m³

q_a = concentración de vapor en aire ambiental saturado con vapor a 20°C
= 0.014 kg/m³

E = flujo de partículas promedio.

= 0.05 para una velocidad del viento de 2 m/s a 35°C

0.04 para una velocidad del viento de 10 m/s a 35°C

u = velocidad de fricción entre la superficie del lago y el aire

= 0.076 para una velocidad del viento de 2 m/s

0.38 para una velocidad del viento de 10 m/s

Los coeficientes de esta ecuación fueron determinadas experimentalmente (Adams et al., 1990).

La temperatura ambiental en la zona del Chichón, en el pueblo de Chapultenango a ocho kilómetros del cráter varía entre 19.3°C en enero y 24.7°C en junio (Tabla II.2). La temperatura de lago varía entre ~ 25 y ~ 35°C. Para los cálculos se utiliza una temperatura ambiental promedio de 20°C y una temperatura máxima para el lago de 35°C, que también se utiliza para estimar los parámetros anteriores.

Resolviendo la ecuación anterior se obtiene:

$$R_{ev} = 0.94 \times 0.045 (0.041 - 0.014) \times 0.1 = 1.14 \times 10^{-4} \text{ kg/m}^2\text{s}$$

Este valor de $1.14 \times 10^{-4} \text{ kg/m}^2\text{s}$ tiene un error grande, debido principalmente a la incertidumbre del valor en u . El valor de u depende mucho de la velocidad correcta del viento. Según el Atlas de Agua de la República Mexicana (Secretaría de Recursos Hidráulicos, 1976) la velocidad del viento promedio en la zona del

estudio es de 2.5 m/s, que corresponde con un valor de u de aproximadamente 0.1. En cada visita al Chichón se siente un viento muy fuerte y turbulento dentro del cráter. Desafortunadamente, el viento nunca se midió lo cual introduce cierta incertidumbre. Se utiliza el valor de u deducido por extrapolación de 0.1 en situaciones de vientos promedio de 2.5 m/s. Sin embargo, por cada unidad m/s más de viento el factor de u crece en 0.038, que resulta en errores en el valor de R_{ev} de hasta ~ 200%.

El valor de Q_{ev} fue calculado multiplicando el promedio de las superficies del lago entre dos intervalos de tiempo y R_{ev} . Los resultados se presentan en la Tabla III.1a y b.

- *El Módulo de precipitación: R_m*

En la Tabla II.1 y la Figura II.1 se presentan los datos de las lluvias en Chapultenango. Como son promedios mensuales para un periodo de 25 años estos datos son confiables. Los datos detallados de las precipitaciones todavía no están actualizados hasta la fecha. En esta zona tropical la precipitación anual es de 4200 ± 400 mm, una cantidad de agua extremadamente alta. El módulo de precipitación promedio se calcula dividiendo el total de las lluvias anuales por el tiempo, expresado en segundos:

$$R_m = 4200 \text{ (kg/m}^2\text{)} / 31\,536\,000 \text{ s} = 1.33 \times 10^{-4} \text{ kg/m}^2\text{s}$$

En México existen temporadas de lluvias bien definidas. Los meses más lluviosos son septiembre y octubre, con cantidades hasta aproximadamente 600 mm. Marzo y abril son los meses más secos. En éstos existen precipitaciones menores de 200 mm. El módulo de precipitación varía según la temporada:

$$R_m = 0.70 \times 10^{-4} \text{ kg/m}^2\text{s} \text{ en el mes de abril}$$

$$R_m = 2.23 \times 10^{-4} \text{ kg/m}^2\text{s} \text{ en el mes de octubre}$$

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

Calculamos el módulo de precipitación para cada intervalo entre dos muestreos, sumando las precipitaciones mensuales representativas por el periodo y dividiendo por el tiempo expresado en segundos. Los resultados de estos cálculos varían entre $0.78 \times 10^{-4} \text{ kg/m}^2\text{s}$ en temporadas secas y $1.67 \times 10^{-4} \text{ kg/m}^2\text{s}$ en temporadas más lluviosas, y se presentan en la Tabla III.1b.

- *El Módulo de infiltración: R_{inf}*

El módulo no se pudo medir en el campo porque el proceso de infiltración ocurre en el piso del lago y del cráter del Chichón. El área de la cuenca ("catchment area") es la superficie total del cráter, estimada en $788\,500 \text{ m}^2$ por los mismos métodos descritos en II.3.3. En este párrafo se introduce por primera vez la ecuación de balance de masa, la cual nos permite calcular el módulo de infiltración, R_{inf} :

$$Q = dV/dt = Q_m - Q_{inf} - Q_{ev} + Q_{SP}$$

Donde:

Q = dV/dt = el cambio de volumen en el tiempo, en kg/s

Q_m = la contribución positiva de las lluvias, en kg/s

Q_{inf} = la pérdida del agua del lago debido a la infiltración, en kg/s

Q_{ev} = la pérdida del agua del lago debido a la evaporación, en kg/s

Q_{SP} = la contribución positiva debido a la descarga de los SP, en kg/s

El módulo de infiltración se puede calcular en situaciones cuando no existe una descarga en los SP ($Q_{SP} = 0 \text{ kg/s}$):

$$Q = Q_m - Q_{inf} - Q_{ev}$$

Esta situación ocurrió tres veces en el tiempo de observación. De esta manera conocemos todos los parámetros necesarios para calcular el módulo de infiltración. La ecuación anterior se puede expresar en función de las superficies del lago:

$$Q = S_L R_m - S_L R_{inf} - S_L R_{ev}$$

Donde :

S_L = la superficie del lago, en m^2

R_m = el módulo de precipitación, en kg/m^2s

R_{inf} = el módulo de infiltración, en kg/m^2s

R_{ev} = el módulo de evaporación, en kg/m^2s

Existe una contribución adicional que debe tomar en cuenta: las lluvias que se precipitan fuera del lago pero dentro del cráter y posteriormente se infiltran, para alimentar el lago. Esta pasa en el subsuelo y tampoco se puede medir en el campo.

La ecuación de balance de masa se expresa así:

$$Q = S_L R_m + (S_C - S_L)(R_m - R_{inf}) - S_L R_{inf} - S_L R_{ev}$$

$$Y \quad Q_m^* = (S_C - S_L)(R_m - R_{inf})$$

Donde:

S_C = 788 500 m^2 , la superficie del cráter, o el área de captación de las lluvias que contribuyen al sistema hidrotermal del Chichón.

Q_m^* = la pérdida del agua del lago debido a la infiltración dentro del lago pero fuera del lago, en kg/s

Se resuelve esta ecuación para R_{inf} y se calcula este módulo de infiltración para las situaciones en que no hay descarga de los SP:

$$R_{inf} = \frac{S_c R_m - S_L R_{ev} - Q}{S_c}$$

Luego se calcula el valor de Q_{inf} para cada condición del lago, multiplicando la superficie del lago para cada temporada con R_{inf} o el valor promedio de R_{inf} de $1.5 \times 10^{-4} \text{ kg/m}^2\text{s}$ en el caso de una descarga de los SP. Los resultados de R_{inf} y Q_{inf} se observan en la Tabla III.1b.

- La descarga de los SP: Q_{SP}

Conociendo todos los parámetros utilizamos la misma ecuación de balance de masa para calcular la descarga de los SP:

$$Q_{SP} = Q - Q_m + Q_m^* + Q_{inf} + Q_{ev}$$

En enero de 1997, enero de 2001 y abril de 2002 se estima la descarga de los SP por medio de mediciones en el campo, éstas son aproximadamente de 10 kg/s, 25 kg/s y 15 kg/s, respectivamente. En noviembre de 1998 y enero de 2002, las descargas de los SP fueron 0 kg/s.

Los resultados para las estimaciones de las descargas de los SP se presentan en la Tabla III.1b.

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

fecha	$R_m 10^{-4} \text{ (kg/m}^2\text{s)}$	$R_{inf} 10^{-4} \text{ (kg/m}^2\text{s)}$	$Q_m \text{ (kg/s)}$	$Q_m^* \text{ (kg/s)}$	$Q_{inf} \text{ (kg/s)}$	$Q_{ev} \text{ (kg/s)}$	$Q_{SP} \text{ (kg/s)}$
Aug-85							
May-92							
Jan-93	1.48		12.8	0	13	9.9	-0.6
May-95	1.32	1.28	6.3	0	7.1	5.5	6.3
Mar-96	1.48		7.3	0	7.4	5.6	5.8
Jan-97	1.47		8.7	0	8.9	6.8	9
Apr-98	1.25		7.3	0	8.7	6.7	6.6
Nov-98	1.67	1.54	8.3	12.6	7.4	5.7	0
Aug-99	1.15	1.54	6.6	0	8.6	6.6	9.7
Jan-01	1.45		17.6	0	18.2	14	27.8
Apr-01	0.78		15.5	0	29.8	22.8	69.3
Jul-01	1.35	1.88	21.5	0	29.9	18.3	-58.9
Jan-02	1.66	1.88	12.8	11.4	14.5	8.9	0
Apr-02	0.78	1.88	6	0	14.6	8.9	38.8

Tabla III.1b

Resultados de los cálculos de balance de masa para el lago del Chichón:

- = el módulo de precipitación
- = el módulo de infiltración
- = la contribución de las lluvias para todo el lago
- = la contribución de las lluvias que caen al lado del lago, dentro del cráter
- = la pérdida de agua debido a infiltración
- = la pérdida de agua debido a evaporación
- = la contribución de las aguas de los SP

**TESIS CON
FALLA DE ORIGEN**

51-A

- *Discusión: Balance de masa*

Hasta enero de 2001 los resultados de los cálculos de balance de masa para el sistema cerrado del lago del Chichón son fácilmente explicables.

Q_m : El valor de Q_m varía congruentemente con la superficie del lago. Valores altos de Q_m fueron calculados durante periodos con un lago grande, como durante los primeros cuatro meses de 2001.

Q_m^* : Las temporadas de lluvia de los años 1998 y 2001 aportan en una contribución importante de aguas que caen dentro del cráter y se infiltran hacia el lago volcánico. En la mayoría de los periodos el Q_m^* era cero, que significa que las lluvias que caen dentro del cráter, pero fuera del lago, se infiltran todas sin contribuir al lago. Este hipótesis no es muy fuerte como no existe control visible de este parámetro.

Q_{inf} : El lago grande de enero y abril de 2001 genera una infiltración importante de aproximadamente 18 kg/s hasta 30 kg/s. Estos valores fueron calculados con el valor promedio de 1.5×10^{-4} kg/m²s del módulo de infiltración, porque la descarga de los SP era muy alta. La infiltración siguió alta entre abril y julio de 2001, como se explica luego. La temporada de lluvias de junio hasta octubre de 2001, resultó en una infiltración bastante elevada de 14.5 kg/s, calculada para el mes de enero de 2002. El volumen del lago bajó por un factor de tres. La infiltración se mantuvo estable hasta abril de 2002, aunque la temporada ya había empezado. La fuente de agua adicional en este periodo era el campo de SP.

Q_{ev} : La evaporación es congruente con el área del lago. La evaporación alta entre abril y julio de 2001 se debe probablemente a una humedad más baja durante la temporada seca de 2001.

Q_{SP} : Para las situaciones de antes de enero de 2001 fueron calculadas descargas bajas de los SP. Estos valores de Q_{SP} corresponden directamente con los cambios menores en el volumen del lago.

Hasta donde se sabe, el lago del Chichón en enero de 2001 contenía el volumen de agua desde su nacimiento. Los SP tenían una descarga muy alta. El valor de Q_{SP} en enero de 2001 de aproximadamente 28 kg/s corresponde con las

observaciones de campo. Durante la temporada seca de 2001, entre enero y abril, el lago aún aumentó de volumen. El crecimiento del lago se debe a un aumento en la actividad y descarga de los SP, que indica el valor de aproximadamente 69 kg/s para abril de 2001. Este valor parece relativamente alto, pero corresponde con la tendencia observada.

Aunque las lluvias aumentaron en la temporada de lluvia desde junio de 2001, el lago bajó en volumen. La contribución de los SP al lago bajó, pero no llegó a una descarga de cero, por lo menos no se observaba una descarga de cero durante la visita al cráter en julio de 2001. El valor negativo es prácticamente imposible pero sugiere la siguiente hipótesis:

La actividad y descarga de los SP bajó bruscamente después de abril de 2001 hasta ~ 0 kg/s y se reactivó levemente en julio de 2001. La pérdida de agua del lago se debe a una infiltración tremendamente alta durante los meses de abril a julio de 2001, aún mayor que la infiltración más alta calculada en aproximadamente 30 kg/s (Tabla III.1b).

Dentro del lago se depositaron sedimentos lacustres de material residual producto de la alteración de la roca de 1982; en el cráter solo existían rocas pocas alteradas de los mismos eventos eruptivos. Los sedimentos y depósitos de pómez fresca en las costas del lago fueron cubiertos por el lago por primera vez desde enero de 2001. Sugiriendo una permeabilidad más alta para estos depósitos no alterados, el agua del lago se infiltró muy fácilmente en el borde del lago grande del primer semestre de 2001 (Figura III.4).

Otro proceso que puede generar una infiltración aumentada debajo del lago es la actividad microtectónica dentro del edificio volcánico del Chichón. Sin dudas hay fallas debajo del cráter, que se muestra por las salidas de gases alineadas en medio del lago y por la geología regional (Medina et al., 1990). Las fallas se abrieron y transportaron grandes cantidades de agua del lago hacia abajo. No existen datos sísmicos de este periodo que pueden fortalecer esta hipótesis.

En enero de 2002 la situación del Chichón era muy parecida a la de noviembre de 1998: un pequeño lago con poco Cl y una descarga de los SP de casi 0 kg/s. En

abril de 2002 la descarga calculada de los SP fue de aproximadamente 39 kg/s, aunque mediciones en el campo indican descargas menores de cerca de 15 kg/s. La diferencia se puede explicar suponiendo los SP se reactivaron bruscamente después de enero de 2002 con descargas altas, que bajaron hasta 15 kg/s en abril de 2002. Tal vez llovió más que el promedio en esta temporada seca de 2002. No existen datos más detallados de las precipitaciones de los últimos cinco años.

- Justificación con las ecuaciones del "modelo de cajas"

En este modelo independiente se toma en cuenta los cambios en la concentración de Cl en el lago y los SP para justificar los módulos anteriores. Si la cantidad total de Cl en el lago es $C_{LAGO} \times V_{LAGO}$ en donde C_{LAGO} es la concentración de Cl en el lago y V_{LAGO} es el volumen del lago durante un periodo, la ecuación siguiente es válida:

$$d(CV) / dt = VdC / dt + CdV / dt \quad (1)$$

Donde:

C = la concentración de Cl en el lago, en mg/l

V = el volumen del lago, en m³

El volumen del lago en un momento t está expresado por:

$$V = V_o + dV = V_o + Qt \quad (2)$$

Donde:

$$dV / dt = Q$$

V_o = el volumen del lago de la situación inicial, en m³

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

$$Q = Q_m + Q_{SP} - Q_{inf} - Q_{ev} \quad (3)$$

La gran diferencia entre los dos métodos es que en este acercamiento se utiliza derivadas por el tiempo mientras que en los cálculos de balance de masa se aplica mediciones de cambios en el tiempo. Se estudia el comportamiento de los cambios de Cl en el lago mediante varios modelos, cada de ellas con su propia ecuación.

1. El lago como sistema cerrado: no existen entradas y salidas de Cl, solamente hay dilución y evaporación

$$dC/dt = -QC / (V_o + Qt) \quad (4)$$

entonces: $C = C_o V_o / (V_o + dV) \quad (5)$

Donde:

C_o = concentración de Cl en la situación inicial, en mg/l

Ésta es la ecuación para dilución pura del agua del lago.

2. El lago como sistema con perdida de Cl, pero sin entrada de Cl

$$d(CV) / dt = -Q_{inf}C \quad (6)$$

ó, alternativamente: $VdC / dt + CdV / dt = -Q_{inf}C \quad (7)$

como: $dC / dt (V_o + Qt) + QC = -Q_{inf}C \quad (8)$

se tiene: $C = C_o (V_o / (V_o + dV))^{-(Q+Q_{inf})/Q} \quad (9)$

3. La ecuación “maestra”: El lago como sistema abierto: existe una fuente y una pérdida de Cl

$$VdC / dt + CdV / dt = -Q_{inf}C + Q_{SP}Cl_{SP} \quad (10)$$

Entonces:

$$C = Q_{SP}Cl_{SP} / (Q + Q_{inf}) - [Q_{SP}Cl_{SP} / (Q + Q_{inf}) - C_o][(V_o + dV) / V_o]^{(Q+Q_{inf})/Q} \quad (11)$$

Con esta ecuación, combinada con los datos obtenidos en los cálculos de balance de masa (Tabla III.1a y b), se puede calcular el valor de $(V_o + dV) / V_o$ entre dos periodos de observaciones y compararlo con el valor “medido” por medio de las estimaciones del volumen del lago.

Si:

$$A = Q_{SP}Cl_{SP} / (Q + Q_{inf})$$

$$\gamma = (Q + Q_{inf}) / Q$$

$$Y = (V_o + dV) / V_o$$

La ecuación “maestra”:

$$(C - A) / (C_o - A) = Y^\gamma \quad (12)$$

$$Y = [(C - A) / (C_o - A)]^{1/\gamma} \quad (13)$$

Considerando los datos de las concentraciones de Cl en el lago y los SP y el módulo de infiltración obtenido por los cálculos de balance de masa estimado cuando $Q_{SP} = 0$ kg/s, en las ecuaciones (12) permite calcular los módulos de balance de masa como Q_{SP} y Q_m^* en donde $Q_m^* = Q_m - Q_{ev}$. Los resultados de estos cálculos están representados en la Tabla III.2.

Tabla III.2

fecha	$Q = dV/dt$ en kg/s	Q_{inf} en kg/s	Cl_o en g/l	Cl en g/l	Cl_{SP} en g/l	$Q_m^* = Q_m - Q_{ev}$ en kg/s	Q_{SP} en kg/s	Q_{SP} balance en kg/s
1/93 - 5/95	0	7.1	3.6	0.98	11.8	-	-	6.3
5/95 - 3/96	0.1	7.4	0.98	4.06	-	4.7	3.0	5.8
3/96 - 1/97	2	8.9	4.06	4.09	13.6	7.6	3.5	9
1/97 - 4/98	-1.5	8.7	4.09	2.67	11	5.2	2.0	6.6
4/98 - 11/98	0.6	7.4	2.67	0.018	0	8.0	0	0
11/98 - 8/99	1.2	8.6	0.018	0.9	-	0	9.8	9.7
8/99 - 1/01	13.3	18.2	0.9	2.8	8.5	28.8	3.0	28
1/01 - 4/01	32.2	29.8	2.8	3.4	6.3	31.1	33.5	69
4/01 - 7/01	-85.6	29.9	3.4	2.75	6.3	-80	24.2	-59
7/01 - 1/02	-10.4	14.5	2.75	0.13	0.002	3.1	2.0	0
1/02 - 4/02	25.2	14.6	0.13	1.3	5.8	8.6	31.6	38.8

- *Discusión: "Modelo de caja"*

Los resultados de los cálculos con el "modelo de caja" corresponden bastante bien con los obtenidos por los cálculos de balance de masa hasta el año 2001 (Tabla III.2). Desde 2001 se observan anomalías en los resultados que necesitan mayor explicación.

- **Agosto de 1999 – enero de 2001:** Los cálculos de balance de masa indican que el crecimiento del lago entre agosto de 1999 y enero de 2001 se debe a una mayor descarga de los SP, mientras que los cálculos del "modelo de caja" lo explican debido a las lluvias intensas en estos 16 meses, probablemente a eventos de Niños en este periodo. Coincidente con las observaciones en el campo en enero de 2001 se sugiere que el aumento del volumen del lago se debe a la descarga alta de los SP. El periodo de 16 meses es demasiado largo para expresar una explicación correcta.
- **Enero de 2001 – abril de 2001:** Los cálculos del "modelo de caja" muestran una descarga de los SP del mismo orden de magnitud que la contribución pluvial en este periodo. Los cuatro meses entre enero y abril son los más secos del año y de acuerdo con esto a eso se puede concluir que el valor de Q_m^* de 31.1 kg/s es demasiado alto. Durante estos cuatro meses el lago creció aún más, lo que sugiere que la descarga de los SP era más cercana a los 69 kg/s obtenidos por los cálculos de balance de masa, que a 33.5 kg/s, calculado con el "modelo de caja".
- **Abril de 2001 – julio de 2001:** En este periodo, el volumen del lago bajó drásticamente con una tasa de 85.6 kg/s. La descarga de los SP calculada con el "modelo de caja" de 24.2 kg/s parece demasiado alto y es contradictorio con el valor de -59 kg/s indicativo obtenido con los cálculos de balance de masa. El valor de Q_m^* de -80 kg/s, por otro lado es demasiado bajo e incorrecto, indicando una evaporación mucho más grande que la contribución meteórica.

La disminución del volumen del lago se debe a una infiltración mayor a 29.9 kg/s, probablemente por las microfracturas debajo del cráter, y a la poca descarga de los SP, lo cual se indica por el valor negativo, pero también incorrecto, de -59 kg/s. En el campo se observó una descarga relativamente pequeña de los SP en julio de 2001.

- **Julio de 2001 – enero de 2002:** En este periodo el volumen del lago disminuyó aún más con una tasa de 10.4 kg/s. Los dos métodos de cálculo independientes muestran descargas de los SP de aproximadamente 0 kg/s, que corresponde con las observaciones en el campo en enero de 2002, y por consiguiente, se suponen correctos. El valor de Q_m^* de 3.1 kg/s es demasiado bajo, considerando que el periodo de julio hasta enero era la temporada de lluvias. Si se sabe que la contribución de las lluvias en este periodo tenía que ser más alta, se sugiere que también la tasa de infiltración tenía que ser más alta que 14.5 kg/s para mantener en balance el sistema del lago.
- **Enero de 2002 – abril de 2002:** En este periodo de tres meses secos, el lago creció con una tasa alta de 25.2 kg/s. Los resultados para las descargas de los SP, tanto los de los cálculos de balance de masa (38.8 kg/s) como los del “modelo de caja” (31.6 kg/s), explican el crecimiento del lago. Los valores de Q_m^* y Q_{inf} parecen reales.

- Conclusiones

Los resultados que se obtienen al aplicar las ecuaciones de balance de masa del lago y del “modelo de caja” dan una idea detallada en la dinámica del lago del Chichón. Este estudio es bastante nuevo en la investigación de los lagos volcánicos y tiene aún errores. Es necesario hacer más mediciones de las descargas de los SP, la temperatura ambiental, la precipitación dentro del cráter y la velocidad del viento puede mejorar la precisión de los cálculos. Un error no

despreciable se encuentra en las estimaciones de los volúmenes del lago, que se puede resolver instalando un GPS o un mareógrafo en los bordes del cráter, midiendo cambios pequeños en el nivel de la superficie del lago (Treuhaff et al., 2001). Una vigilancia y un muestreo más extensivo puede ayudar a observar aún más cambios en el sistema dinámico del lago del Chichón resultando en una mejor aproximación de este complejo sistema.

Aún con estas restricciones, se puede concluir que este primer intento llega a entendimientos importantes sobre el sistema dinámico del lago volcánico del Chichón y en un futuro se puede aplicar este método en otros lagos volcánicos en el mundo.

IV.2 Diagramas de mezcla

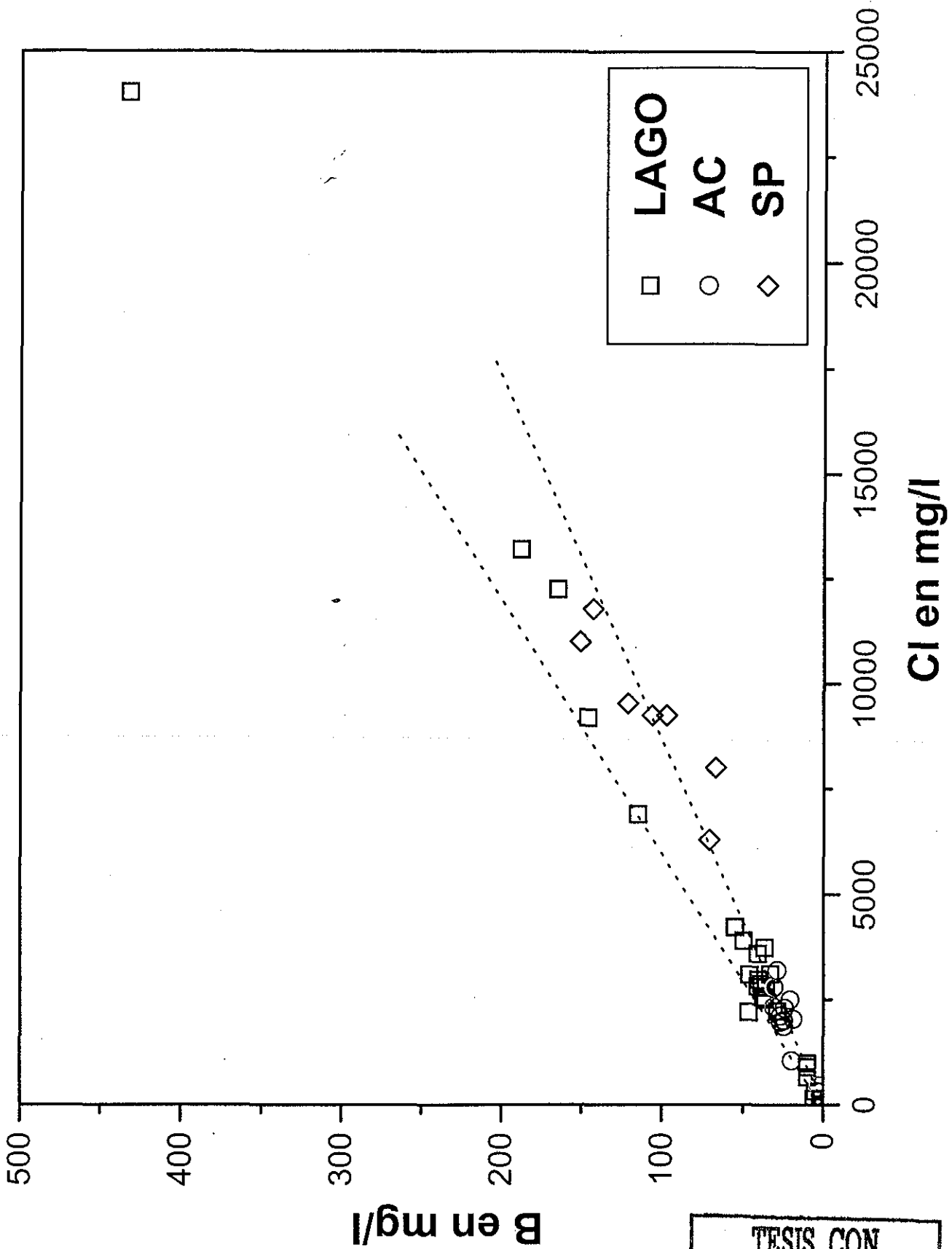
Los “mixing plots” o gráficas de mezcla pueden dar información sobre las fuentes de los iones en las diversas aguas hidrotermales.

IV.2.1 Aguas termales del cráter y Agua Caliente

Se han comparado las concentraciones de los cationes Na, K y Mg con las de Cl para las aguas del lago, SP y AC. Aparte, se ha considerado la concentración de B vs Cl.

Como se observa en la Figura III.8 existe una clara correlación entre B y Cl y sugiere una fuente común para las aguas termales que contienen cloro del Chichón (Taran et al., 1998). El magma es una fuente clásica para las especies Cl y B, sea directa o indirecta. A veces, el cociente Cl/B en las aguas del lago es ligeramente más bajo que el de los SP, lo que puede indicar la existencia de una fuente de B adicional para el lago. Si existe, esta fuente se ubica probablemente debajo del lago. Esta hipótesis no es muy fuerte, ya que las variaciones observadas caen dentro del error analítico.

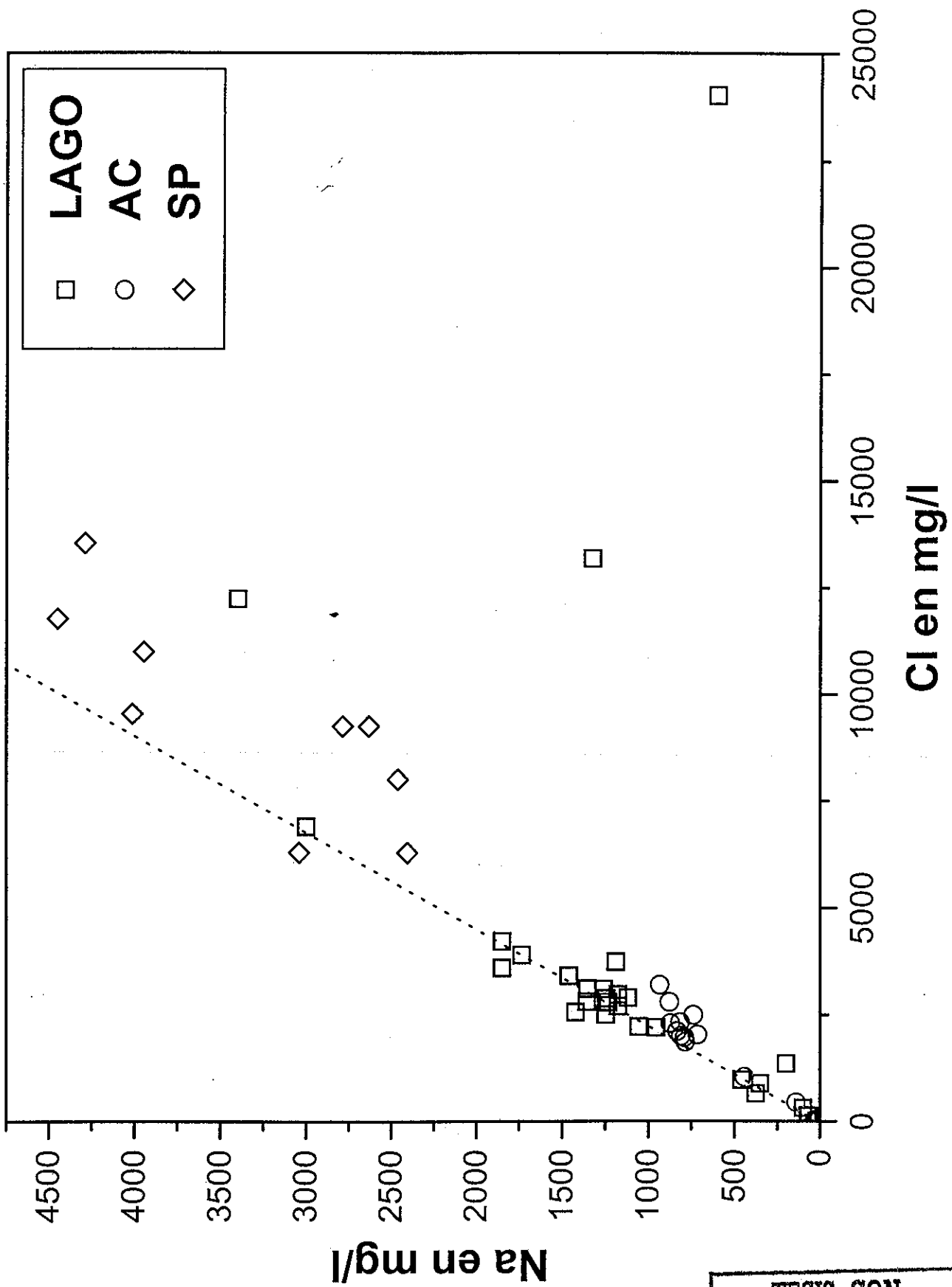
Figura III.8: "Mixing Plot" B-CI



59-A

TESIS CON FALLA DE ORIGEN

Figura III.9: "Mixing Plot" Na-Cl



59-B

TESIS CON FALLA DE ORIGEN

El diagrama de mezcla de Na vs Cl proporciona información sobre la interacción agua-roca dentro del sistema hidrotermal del Chichón (Figura III.9). La correlación para las aguas del lago y AC indica una fuente común para el Na: material traquiandesítico. Las concentraciones de Na son generalmente más bajas en AC. Esto se debe a que las aguas calientes son de menor temperatura que las aguas hidrotermales que circulan dentro del cráter. Los manantiales de AC se sitúan fuera del cráter activo, donde las aguas subterráneas también circulan por las rocas anteriores a 1982, de la misma composición, pero bastante alteradas y menos ricas en cationes.

Medio año después de la erupción de 1982, el agua del lago era muy rica en Cl y contenía poco Na. Esta composición indica que dentro del cráter circularon aguas principalmente magmáticas y que los procesos de interacción agua-roca todavía no se habían llegado a equilibrio (Taran et al., 1998). El sistema hidrotermal evolucionó hacia un sistema estable a partir de los años 1992-1993, con una interacción agua-roca inicialmente intensa, como muestran las concentraciones altas en Na (mayo y agosto de 1992, Figura III.9) (Taran et al., 1998).

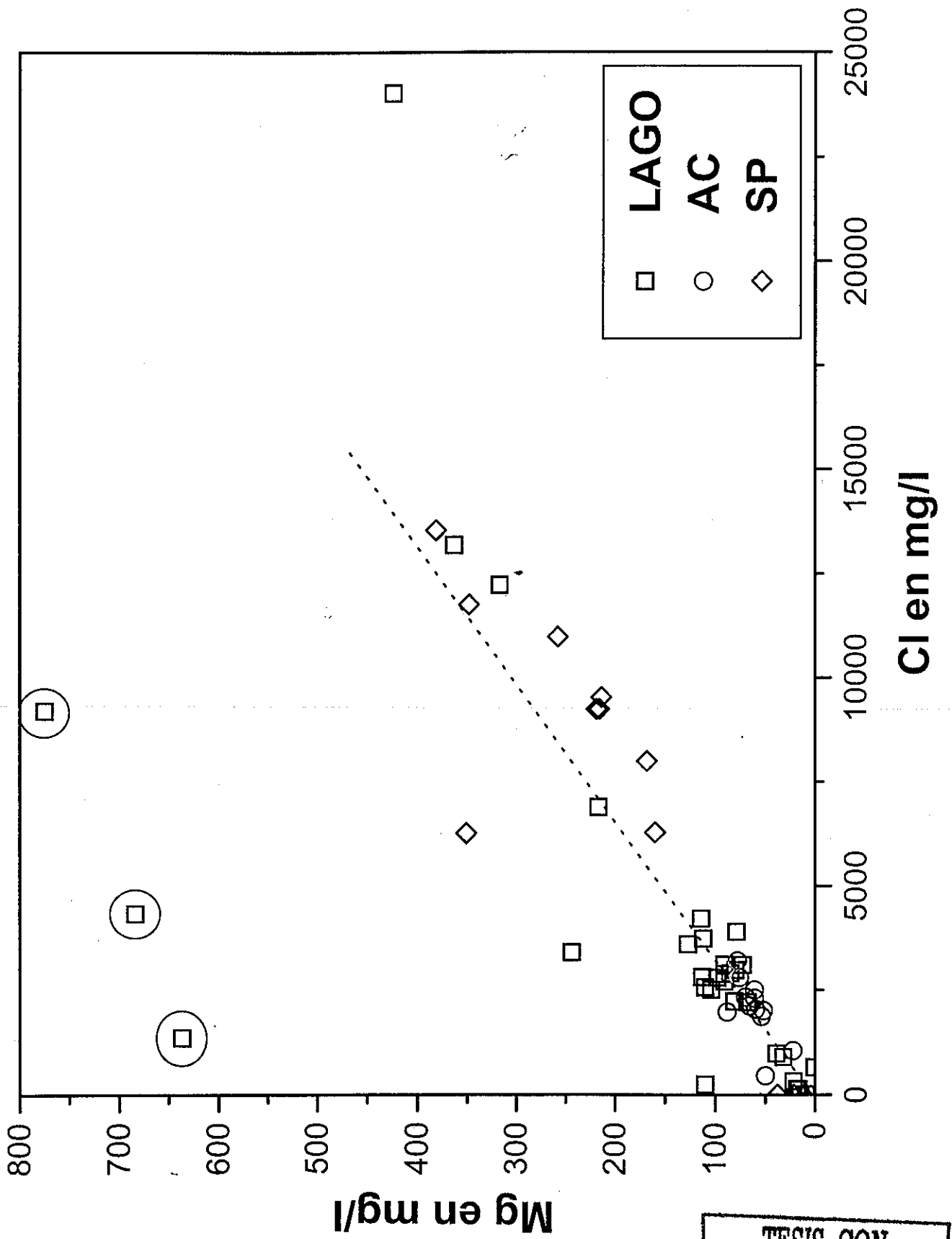
Las concentraciones más altas de Cl en las aguas de los SP muestran una contribución magmática más directa, comparada con las aguas del lago. La temperatura más elevada del sistema de SP también genera una interacción agua-roca más intensa, que resulta en concentraciones altas de Na. Antes del año 2001, las concentraciones de Na llegaron hasta aproximadamente 4,000 mg/l. En 2001, la concentración de Na en los SP varió entre ~ 2,400 y ~ 3,000 mg/l. En enero de 2002 se detectaron concentraciones muy bajas de Na, alrededor de 35 mg/l y subió hasta 480 mg/l en abril de 2002, que aún es menor a las concentraciones altas anteriores. Parece que el sistema de los SP, con elevada capacidad de interacción agua-roca, evoluciona hacia un sistema menos dinámico. Como las aguas de los SP contribuyen al lago, la misma tendencia en las concentraciones de los SP se observa en las Cl y Na del lago.

La misma tendencia que se observa en la Figura III.9 se muestra en la Figura III.10, la diagrama de mezcla de Cl vs Mg. Lógicamente, el Mg proviene de las mismas rocas que el Na. Los datos marcados con los círculos fueron analizados en otro laboratorio antes de 1995 y no son muy confiables. Las concentraciones de Mg tienen el mismo comportamiento que las de Na. La correlación general entre la concentración de Cl-Mg y Cl-Na, indica una fuente común para los cationes de las aguas termales del Chichón. Esta vez la muestra del lago de 1983 tiene concentraciones elevadas de Mg, lo que indica una disolución extensiva de Mg por medio de las aguas muy ácidas ($\text{pH} = 0.56$). Al igual que para el Na, las aguas del lago de mayo y agosto de 1992 y enero de 1993 contenían más de ambos iones. Nuevamente, las aguas de los SP contienen más Cl y Mg que las aguas del lago. La concentración de Mg más alta indica una interacción agua-roca importante. Por supuesto, las aguas termales de los SP generan una mayor disolución de iones de las rocas.

En la Figura III.11, se constata una correlación entre K y Cl más clara que para los otros cationes en las gráficas anteriores. Esta correlación para todas las aguas termales del Chichón es de nuevo un argumento fuerte a favor de una fuente común de los cationes de estas aguas. Las tendencias en el tiempo siguen igual para las mismas muestras del lago: en mayo y agosto del año 1992 fueron detectadas concentraciones más altas de K y Cl; el agua del lago de enero de 1993 tenía concentraciones medianas de K, pero altas de Cl; y la muestra de 1983 con concentraciones de Cl de hasta más que 24,000 mg/l lo cual sugiere una contribución magmática importante (Taran et al., 1998; Casadevall et al., 1984). Recientemente, en enero de 2002, concentraciones bajas en ambos iones indican una interacción agua-roca menos evolucionada, que también se muestra muy claramente en las concentraciones de K en los SP.

Contrariamente a lo que se muestra en los diagramas de mezcla anteriores, las concentraciones de K de los SP se distribuyen alrededor de la línea de correlación entre K y Cl. La variación en la concentración de K se debe a la sensibilidad y movilidad del cation K dentro de aguas termales. Los SP, con sus temperaturas

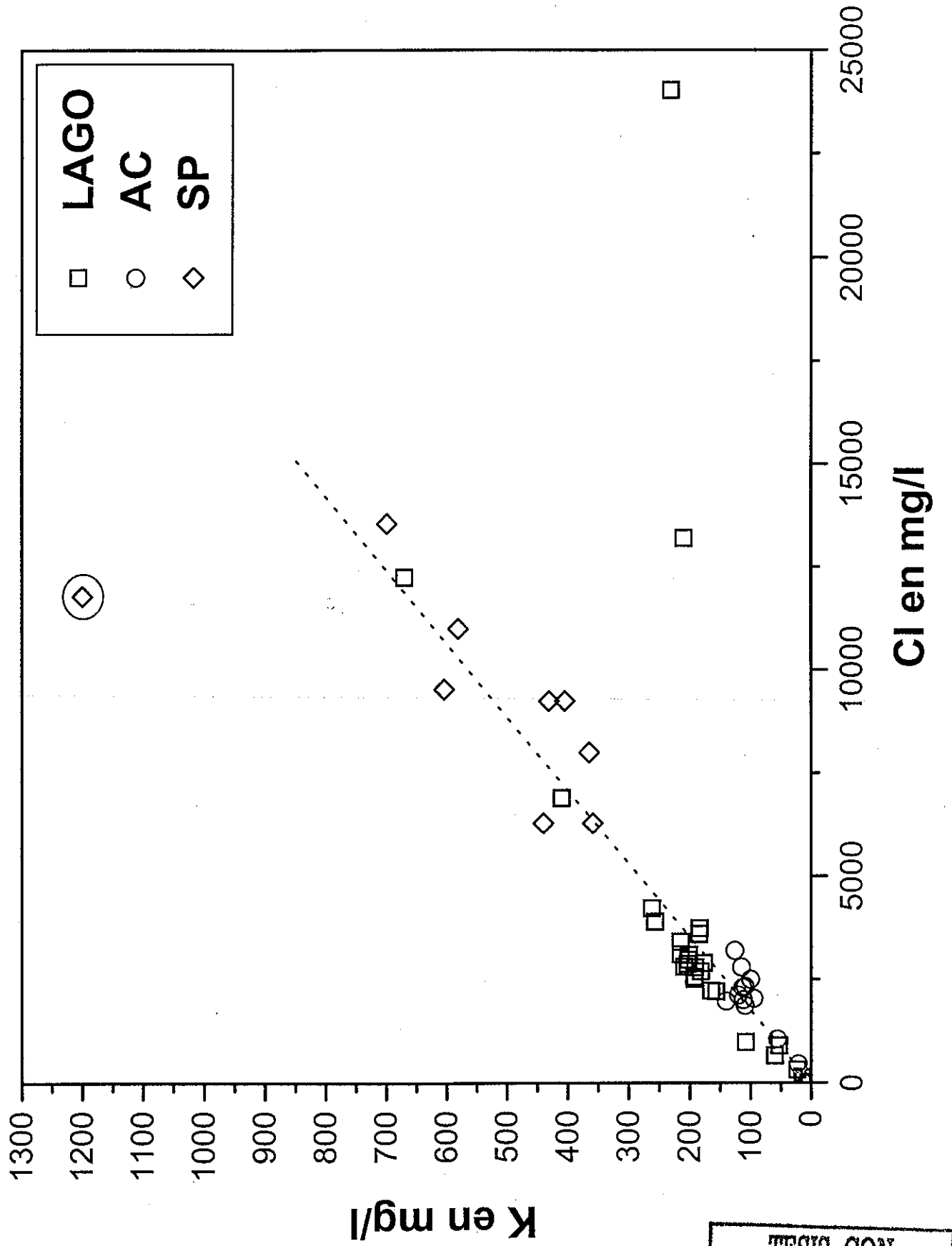
Figura III.10: "Mixing Plot" Mg-Cl



G1-A

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

Figura III.11: "Mixing Plot" K-Cl



61-B

TESIS CON FALLA DE ORIGEN

elevadas de 99°C, forman un ambiente muy interactivo para el K. Pequeños cambios en temperatura dentro del sistema de SP originan importantes cambios en la concentración de K. En 1995 fue medida una concentración muy alta de K en los SP (Taran et al., 1998). En esa temporada, las aguas de los SP tuvieron el pH más bajo detectado de 3.3. Las aguas calientes y ácidas son más agresivas y por lo tanto generan una disolución más intensa de las rocas.

En conclusión, en diez años el sistema vulcano-hidrotermal del Chichón evolucionó de un sistema principalmente magmático, como se observó en el lago cratérico joven justamente después las erupciones en 1983, hacia un sistema de interacción agua-roca intensa. En los últimos diez años las aguas termales indican una interacción agua-roca más suave, dadas las concentraciones más bajas en los cationes, como fue el caso reciente de enero de 2002.

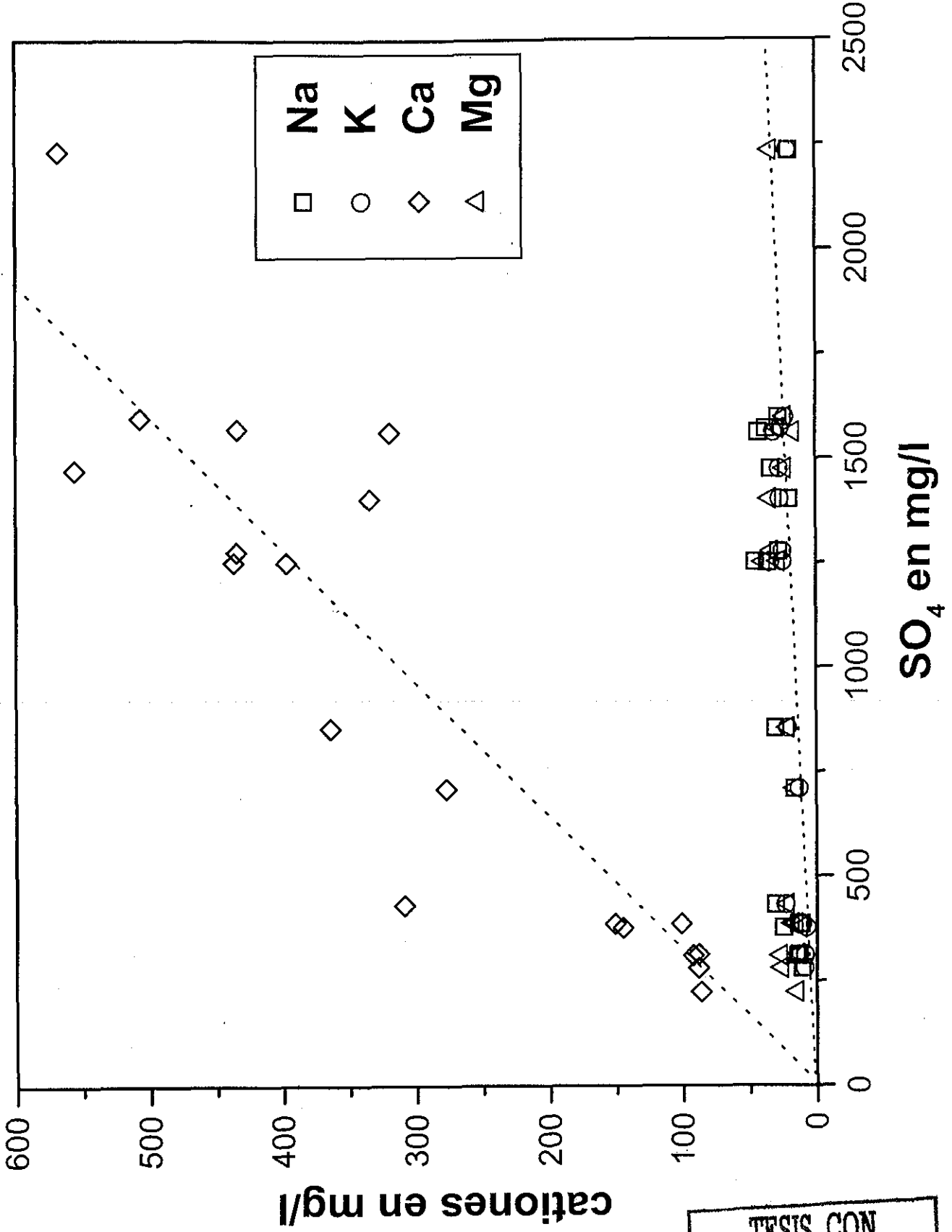
IV.2.2 Agua Roja

Las aguas de los manantiales de Agua Roja contienen poco Cl, pero son ricas en SO₄ y Ca. La ausencia de Cl, la ubicación de las Ar a seis kilómetros del volcán y la correlación entre Ca y SO₄ indica que seguramente no existe una contribución magmática para las AR.

El contenido alto en SO₄ y Ca se debe a la disolución de anhidrita, un mineral no muy común en los materiales volcánicos, pero muy abundante en los depósitos del Chichón de 1982 (Luhr et al., 1984). Esta hipótesis se confirma en la diagrama de mezcla para AR (Figura III.12). Las concentraciones de los cationes K, Na y Mg tienen órdenes de magnitud muy parecidos, siempre menores a aproximadamente 45 mg/l. Al contrario, la concentración de Ca llega hasta valores de 550 mg/l. La correlación entre Ca y SO₄ no es muy clara pero existe. El coeficiente de correlación es de 0.43.

La concentración de HCO₃ y los pHs alrededor de 3.5 son demasiado bajos para argumentar una disolución de los carbonatos y evaporitas del basamento. Las AR

Figura III.12: "Mixing Plot" AGUA ROJA



62-A

TESIS CON FALLA DE ORIGEN

tienen temperaturas bajas, las cuales sugieren una interacción agua-roca menos intensa. Sin embargo, la anhidrita tiene una solubilidad retrógrada, es decir que se disuelve más fácilmente en aguas frías. Las aguas meteóricas superficiales se infiltran en los depósitos frescos de 1982 y disuelven principalmente anhidrita, que se refleja en la química observada en las AR.

IV.3 Las fuentes de los gases y la situación tectónica del Chichón

El contenido relativo de los gases CO₂, N₂, Ar y He, combinado con la isotopía de ³He/⁴He, está relacionado con la situación tectónica en que se encuentra el sistema vulcano-hidrotermal, y da una técnica confiable para clasificar la mayoría de las descargas de gases volcánicos.

IV.3.1 La relación N₂-Ar-He

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

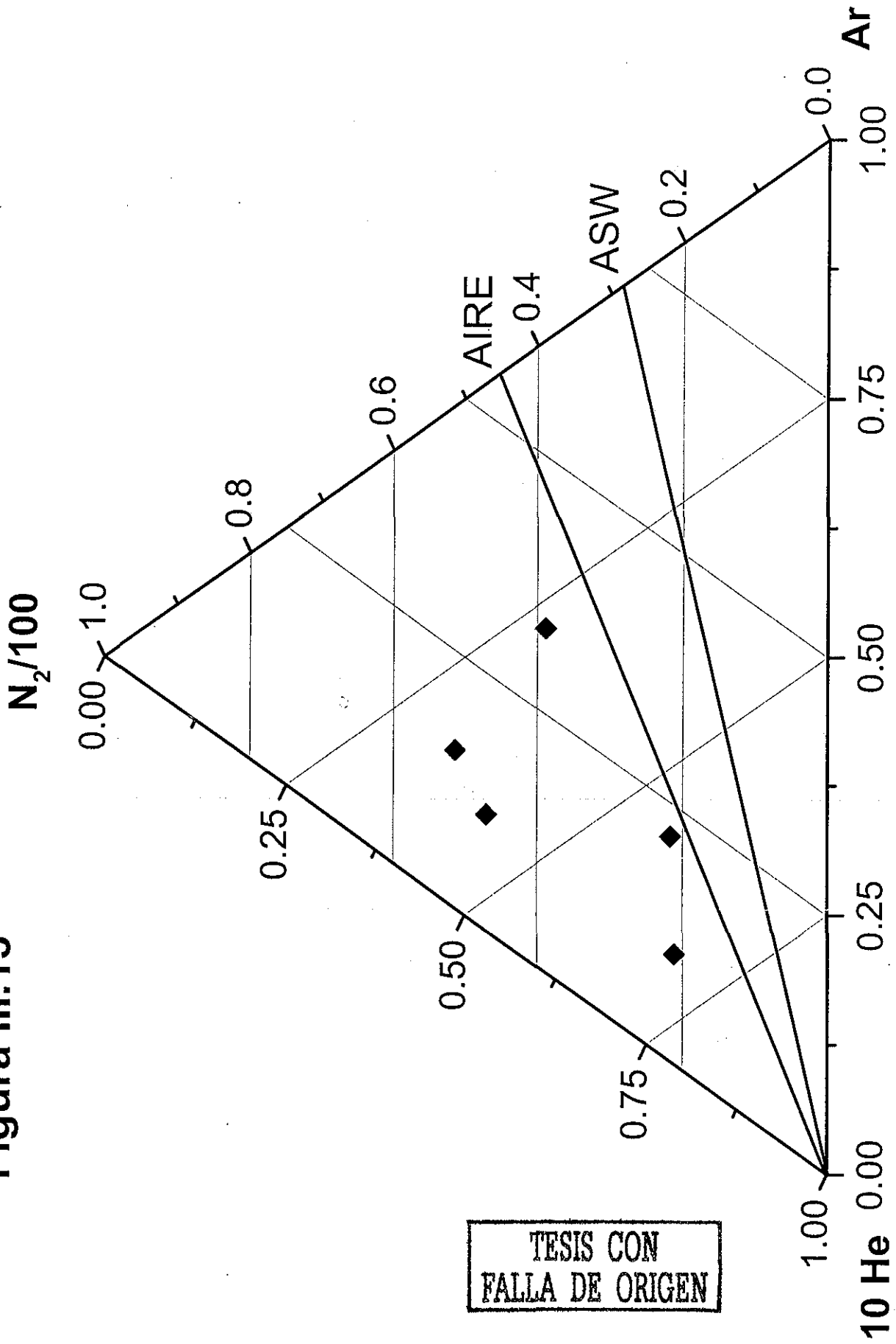
Las relaciones entre estos gases para las fumarolas se presentan en la Figura III.13.

Todos los gases fumarólicos del Chichón tienen relaciones de N₂/Ar que varían entre 100 y ~ 420, todas ellas mayores a la de aire (83.3). El N₂ puede entrar en los gases volcánicos por los procesos de descomposición de sedimentos subducidos (Matsuo et al., 1978). Como los gases fumarólicos contienen poco CH₄, la destrucción de material orgánico no es una fuente de N₂ muy probable para El Chichón; el CH₄ proviene del material orgánico dentro de los sedimentos locales (Taran, 2002: datos no publicados). Un cociente N₂/Ar más alto que el del aire, como es el caso de las fumarolas del Chichón, sugiere una contribución magmática (Giggenbach, 1992a; Giggenbach, 1997a).

Las relaciones altas de CO₂/He para los gases fumarólicos del Chichón (entre 132,000 y 750,000) indican un vulcanismo del tipo arco-volcánico, con poca adición de volátiles derivados del manto. Sin embargo, los cocientes N₂/He son

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

Figura III.13



TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

demasiado bajos para sugerir un vulcanismo del tipo arco-volcánico puro; el contenido de He relativamente alto argumenta una contribución del manto importante.

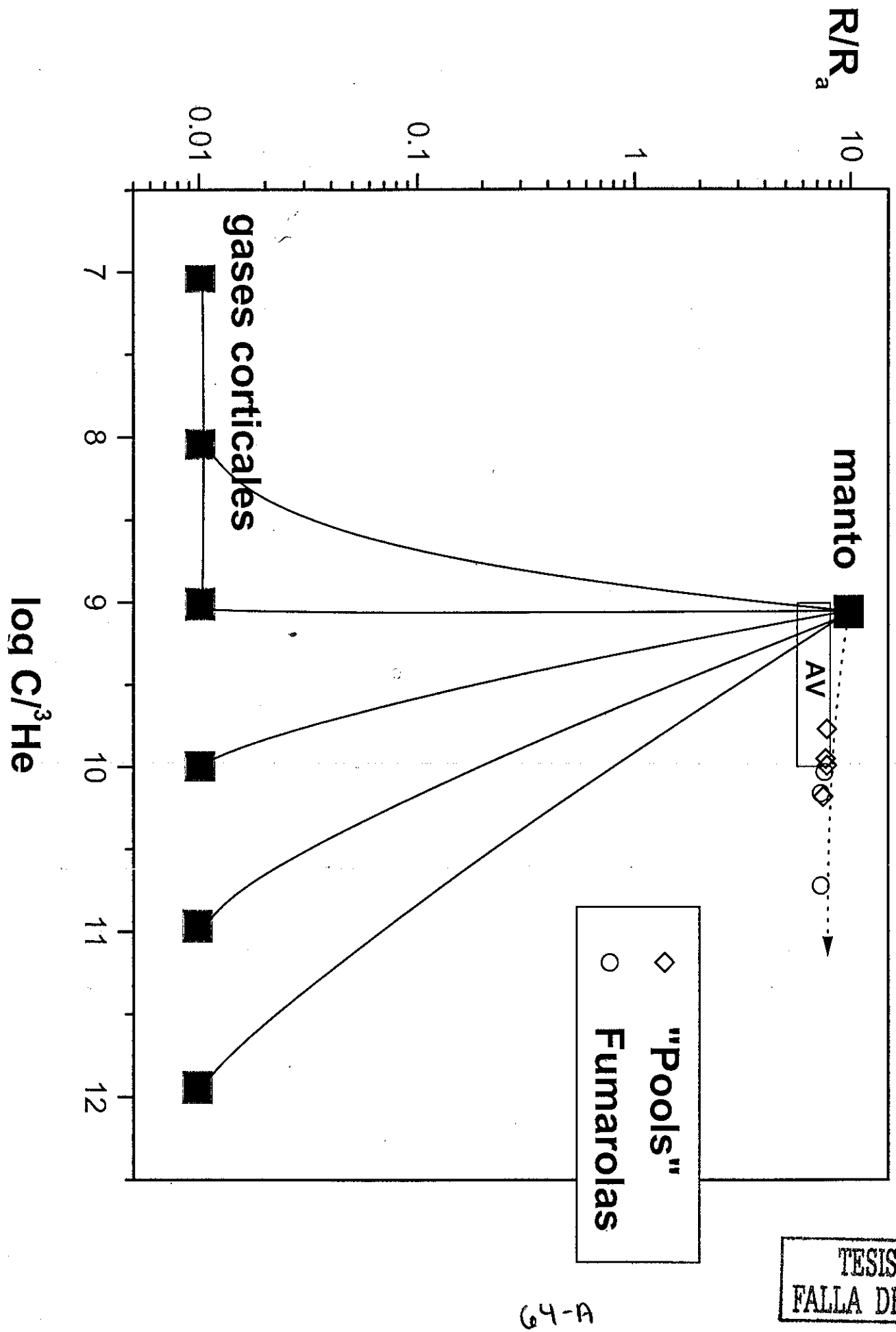
IV.3.2 Isótopos de He

Los isótopos de He dan una idea clara acerca del origen de los gases. Comparando la relación de $^3\text{He}/^4\text{He}$ de los gases volcánicos con la de aire, expresado por el número R/R_a , se obtuvieron los valores más altos medidos en México: $R/R_a = 7.1 - 7.8$, para los gases fumarólicos y de las burbujas de los pozos hirviendo dentro del cráter. La isotopía de He fue medida por Capaccioni y compañeros en Italia (datos no publicados). Este valor significa que los gases fumarólicos del Chichón contienen > 7 veces más ^3He que el aire. El valor de 7.3 es típico para gases dentro de arcos volcánicos, porque no existe una contribución de ^4He que se forma dentro de la corteza mediante procesos de decaimiento de elementos radioactivos presentes en las rocas corticales como el U y el Th. Los volcanes dentro de la Faja Volcánica Transmexicana, considerada como un arco volcánico casi clásico, todos presentan R/R_a más bajos: R/R_a de los gases del volcán de Colima es de 6.2 y del Ceboruco es de 7.5, pero este último valor es poco confiable (Taran et al., 2002, en prensa). Hasta ahora no existen datos para los demás volcanes de México como el Popocatepetl y el Tacaná. Por eso, se considera que hay una contribución importante de volátiles provenientes del manto para el volcán Chichón. Como el He es un gas no reactivo sube directamente hacia la superficie y no queda atrapado en la gran cantidad de agua debajo del cráter como es el caso de otros gases como son CO_2 , H_2S , SO_2 , HCl y HF .

El valor de R/R_a de 5.1 para los "bubbling gases" de AC sugiere una contribución cortical adicional para estos gases. Dentro de la corteza se formó el ^4He , resultando en valores de R/R_a menores a 0.01. El He de los gases de AC es una mezcla entre los dos miembros terminales, ^3He magmático y ^4He cortical.

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

Figura III.14



La relación entre R/R_a y $\log C/{}^3\text{He}$ está representada en la Figura III.14. En esta gráfica se confirma la contribución del manto para los gases de las fumarolas y los gases de las burbujas en los pozos dentro del cráter. El desplazamiento hacia la derecha de los puntos en esta gráfica se debe a un exceso de C para los gases cratéricos. El exceso se debe probablemente a una fuente adicional de fluidos, la cual es el basamento de las rocas carbonatadas. La contribución de estos carbonatos en los fluidos no se puede cuantificar.

IV.3.3 La situación tectónica del Chichón

Interpretando los datos de la isotopía de He y Ne, Taran et al. (1998) concluyeron que los gases del Chichón se liberan dentro de un sistema tectónico tipo rift. Este trabajo ataca esta hipótesis.

Los isótopos de He sugieren sin duda una contribución importante del manto. Geológicamente no existen pruebas de un sistema extensional en la zona del Chichón, al contrario, El Chichón se encuentra en una faja de pliegues y fallas, en un régimen compresivo. Las fallas de Malpaso son fallas transversales sinistralas (Guzmán-Speziale et al., 1989).

La Figura III.15 propone un modelo tectónico de la zona del Chichón. Un fenómeno muy importante en el modelo propuesto es la subducción de la dorsal de Tehuantepec, así como una zona de fallas sobre la Placa de Cocos. Al sur de la dorsal de Tehuantepec, la Placa de Cocos subduce con un ángulo más grande, comparado con el ángulo de subducción al norte de la dorsal (Ponce et al., 1992). Este fenómeno de gran escala resulta que la Placa de Cocos se tiene que romper para ajustar la diferencia en movimiento de la Placa de Cocos al norte y al sur de la dorsal de Tehuantepec. Este rompimiento ocurre justamente debajo del volcán Chichón lo cual genera un contacto directo con el manto. La composición de los gases y su isotopía, junto con la situación tectónica, permiten sugerir que El Chichón es un volcán dentro de un arco volcánico joven de tipo subducción,

estimulado por una contribución directa del manto. La tectónica de esta zona es complicada y ha recibido poca atención.

IV.4 Geotermometría

Se pueden evaluar las condiciones termodinámicas en las zonas profundas del sistema vulcano-hidrotermal del volcán Chichón por medio de geotermómetros químicos de gases, cationes y sílice. Las consideraciones fundamentales para utilizar estos geotermómetros en su caso perfecto son:

- Tiene que existir un equilibrio químico dentro del sistema vulcano-hidrotermal profundo.
- Los cambios químicos en las zonas del ascenso de las aguas debidos al enfriamiento son despreciables.

Aunque estas condiciones no ocurren en el sistema vulcano-hidrotermal del Chichón, las temperaturas calculadas en la geotermometría nos pueden sugerir algunos de los procesos que se están dando.

IV.4.1 Geotermometría de gases

Se calculan las temperaturas del sistema gaseoso profundo resolviendo las siguientes ecuaciones de geotermómetros:

$$T_{\text{H}_2\text{-Ar}} = 70 (2.5 + \log (\text{H}_2/\text{Ar})) \quad (\text{Giggenbach, 1991})$$

$$\log (\text{CO}_2/\text{Ar}) = 0.0277 T - 7.53 + 2048 / (T+273) \quad (\text{Giggenbach, 1991})$$

$$T_{\text{CH}_4\text{-CO}_2} = 4625 / (10.4 + \log (\text{CH}_4/\text{CO}_2)) - 273 \quad (\text{Giggenbach, 1997b})$$

$$T_{\text{FT}} = 5227 / (\log (\text{CH}_4 \text{H}_2\text{O}^2/\text{CO}_2 \text{H}_2^4) - 0.22) - 273 \quad (\text{Taran, 1986})$$

$$T_{D'A-P} = 24775 / (2\log(\text{CH}_4/\text{CO}_2) - 6\log(\text{H}_2/\text{CO}_2) - 3\log(\text{H}_2\text{S}/\text{CO}_2) + 36.05) - 273$$

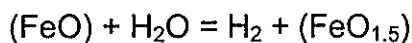
(D'Amore y Panichi, 1980)

En donde las concentraciones están expresadas en fracción molar.

FT significa el equilibrio de Fischer-Tropsch de acuerdo a la reacción $\text{CO}_2 + 4\text{H}_2 = \text{CH}_4 + 2\text{H}_2\text{O}$ la cual es la reacción de Fischer-Tropsch dentro de sistemas vulcano-hidrotermales (Giggenbach, 1997b). D'Amore y Panichi presentaron una ecuación semi-empírica para calcular temperaturas geotermométricas tomando en cuenta las especies gaseosas CH_4 , CO_2 , H_2 y H_2S (1980).

Los resultados de los cálculos geotermométricos están representados en la tabla III.3. La Figura III.16 representa $\log(\text{H}_2/\text{Ar})$ vs $\log(\text{CO}_2/\text{Ar})$.

Como el Ar es un gas inerte se puede utilizar como gas de referencia en la geotermometría de H_2 -Ar y CO_2 -Ar. El argón ingresa en los sistemas hidrotermales como componente meteórico, un contribuyente importante de las aguas termales del Chichón (Giggenbach, 1991). El H_2 es un gas muy sensible a cambios en condiciones de óxido-reducción y en temperatura. Las condiciones de óxido-reducción y su efecto en la concentración de H_2 , están controlados por el contenido de Fe(II)-Fe(III) en la roca encajonante y el buffer geotermal, mediante la siguiente reacción:



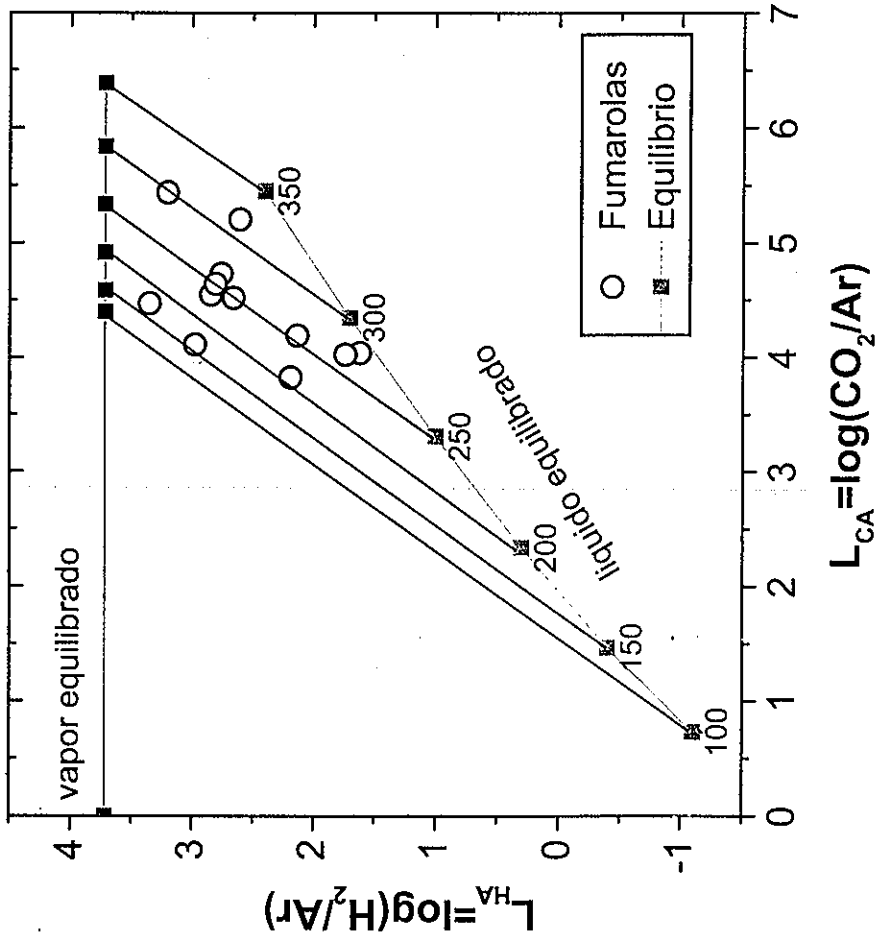
Esta reacción redox presenta la oxidación de las especies de Fe^{2+} hacia Fe^{3+} dentro de las rocas encajonantes por interacción con el agua omnipresente (Giggenbach, 1987).

El contenido de CO_2 en fluidos subterráneos, de cualquier tipo, depende de su equilibrio con las rocas carbonatadas:

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

Figura III.16



TESIS CON
FALLA DE ORIGEN



La concentración de H_2 en un vapor equilibrado es independiente de la temperatura. Giggenbach propuso que el $\log (\text{H}_2/\text{H}_2\text{O}) = -2.8$ (Giggenbach, 1987). La concentración de Ar en agua saturada con aire es de 0.3×10^{-6} mol/mol. Por esto, la línea de equilibrio para el $\log (\text{H}_2/\text{Ar}) = +3.7$ (Giggenbach, 1991).

Se observa en la Figura III.16 que los gases fumarólicos del Chichón se encuentran entre el vapor y el líquido en equilibrio. Los dos puntos en la línea de temperatura de 150°C son muestras de la fumarola más cercana al campo de los pozos de los SP en el norte del cráter. Éstos representan temperaturas reales del campo fumarólico del Chichón. Se observa de estos dos puntos que el gas contiene una fracción de vapor alta mayor al 80%, debido al cociente entre H_2 y Ar alto, aunque las fumarolas del Chichón son fumarolas "saturadas". Las fumarolas "saturadas" son fumarolas en ebullición a temperaturas alrededor de 100°C , dependiendo de la presión a altitudes más grandes. En sistemas fumarólicos de alta temperatura ($>350^\circ\text{C}$) la concentración alta de H_2 se debe a la entrada de los SO_2 y H_2S por medio de procesos de desgasificación del magma y no al equilibrio redox entre Fe(II)-Fe(III) y agua.

Las temperaturas del resto de los puntos no tienen un sentido directo, pero indican que hay un exceso de CO_2 , observado ya en la Figura III.14. Se concluye que el CO_2 puede provenir de dos fuentes posibles, resultando en un exceso de CO_2 : las aguas que disuelven carbonatos del basamento en condiciones de desequilibrio y la contribución magmática, como lo muestra la isotopía de He.

Como el geotermómetro de H_2 -Ar no toma en cuenta la concentración de CO_2 , estas temperaturas, de alrededor de 150°C son más confiables.

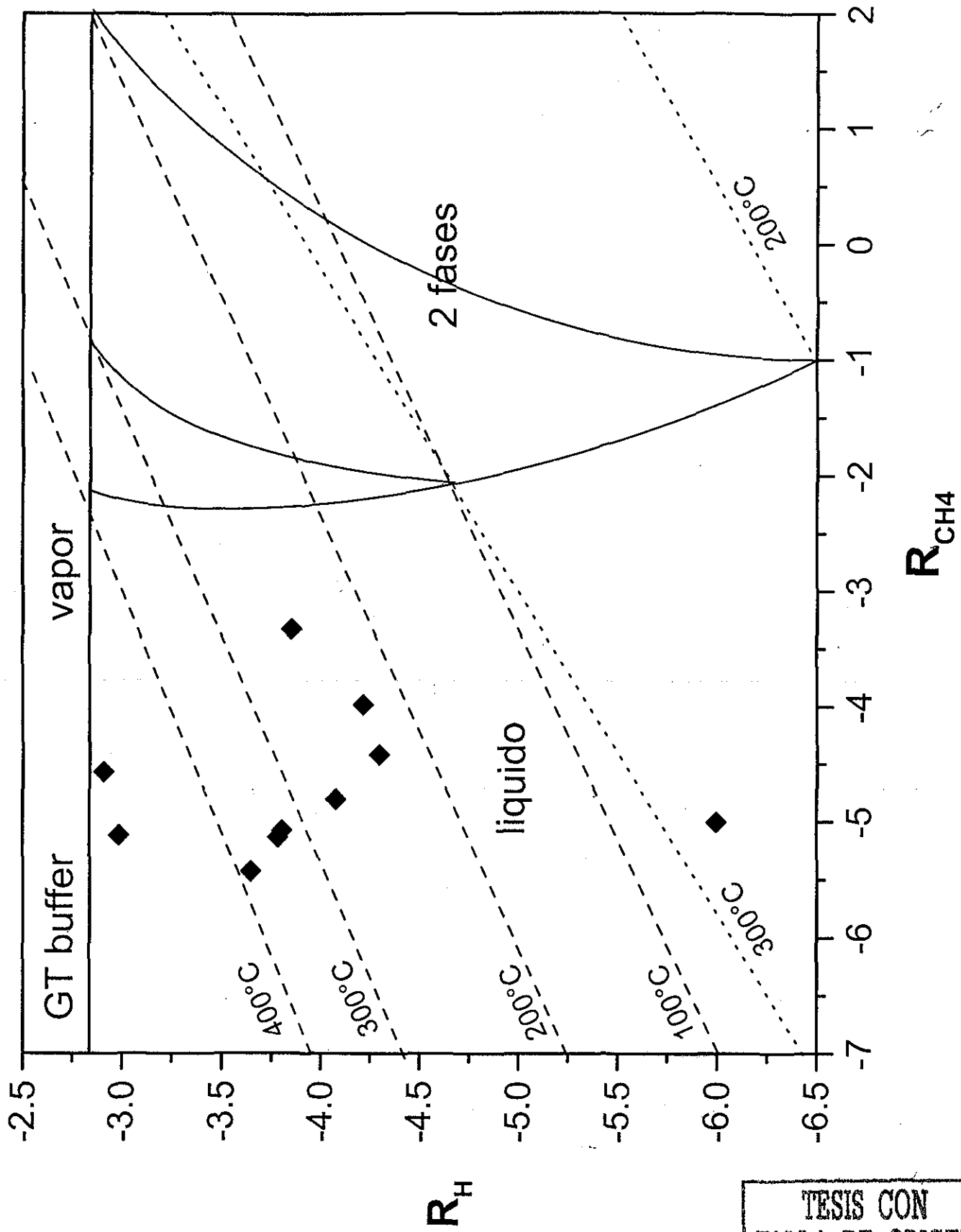
$$R_{\text{H}} = \log (\text{H}_2/\text{H}_2\text{O})$$

$$R_{\text{CH}_4} = \log (\text{CH}_4/\text{CO}_2)$$

La Figura III.17 es la representación del equilibrio de Fischer-Tropsch:

<p>TESIS CON FALLA DE ORIGEN</p>

Figura III.17



R_H
68-A

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

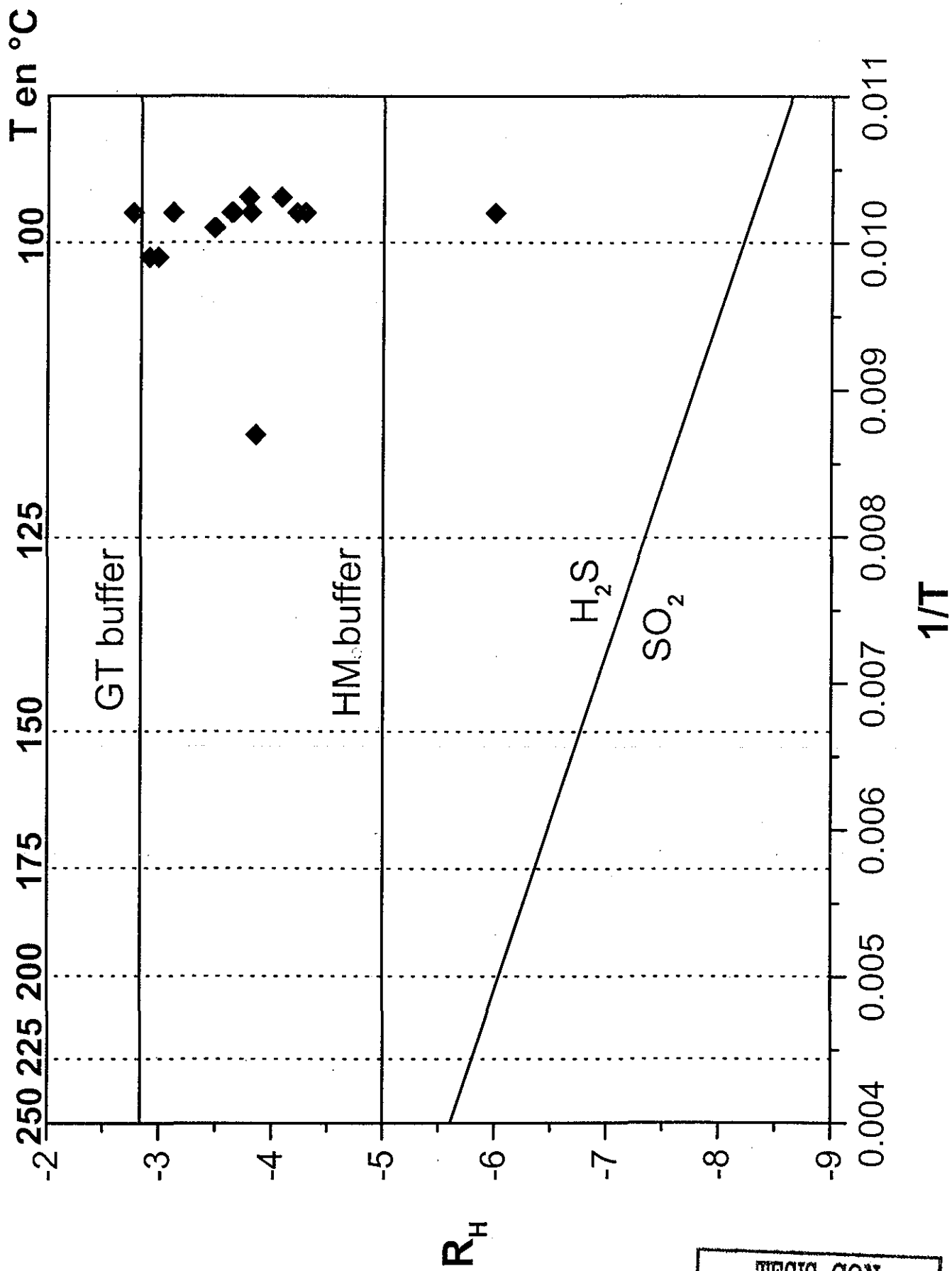
$\text{CO}_2 + 4\text{H}_2 = \text{CH}_4 + 2\text{H}_2\text{O}$. Esta reacción tiene sus restricciones para el sistema vulcano-hidrotermal del Chichón. Si se calculan temperaturas geotermométricas con la ecuación de Fischer-Tropsch alrededor de 700-800°C, se puede concluir que los gases H_2 y CO_2 y el agua provienen del sistema magmático (Giggenbach, 1987). Las temperaturas calculadas con FT para los gases del Chichón son más bajas (entre aproximadamente 140° y 500°C), lo que indica que la reacción de Fischer-Tropsch no está en equilibrio dentro del sistema vulcano-hidrotermal profundo del Chichón y confirma que los gases fumarólicos son del tipo hidrotermal (Taran, 1986, 1988; Ohmoto, 1986). Se sabe que el H_2 está equilibrado en el sistema Fe(II)-Fe(III) y que el CO_2 tiene una fuente magmática o sedimentaria. El agua en su mayor parte es de origen meteórico. El metano tiene una fuente sedimentaria, es una especie muy estable y reacciona muy lentamente con los cambios químicos y termales dentro de sistemas vulcano-hidrotermales. Los puntos observados en la Figura III.17 no tienen mucho significado, y las temperaturas calculadas por la ecuación de Fischer-Tropsch tampoco son muy confiables. Pero la Figura III.17 muestra una vez más la complejidad del sistema vulcano-hidrotermal del Chichón.

La Figura III.18 indica también que el sistema fumarólico del Chichón es un sistema principalmente hidrotermal con temperaturas calculadas por medio de la geotermometría de alrededor de 150°C con una alta fracción de vapor. La fracción de vapor se puede medir en la Figura III.18 y varía de aproximadamente 40 hasta 100% para las fumarolas. Los puntos en la gráfica se ubican generalmente más cerca de la línea del buffer GT, que significa que el H_2 está equilibrado en el sistema de Fe(II)-Fe(III). Si los puntos se hubieran ubicado cerca de la línea de equilibrio entre el H_2S y el SO_2 , se hubiera esperado una contribución importante de los gases magmáticos SO_2 y H_2S . Los gases fumarólicos del Chichón contienen poco H_2S y aún menos SO_2 . En fumarolas de alta temperatura se esperan puntos más cercanos a la línea de SO_2 - H_2S .

Se concluye que el sistema fumarólico del Chichón es un sistema hidrotermal con relativamente poca contribución magmática.

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

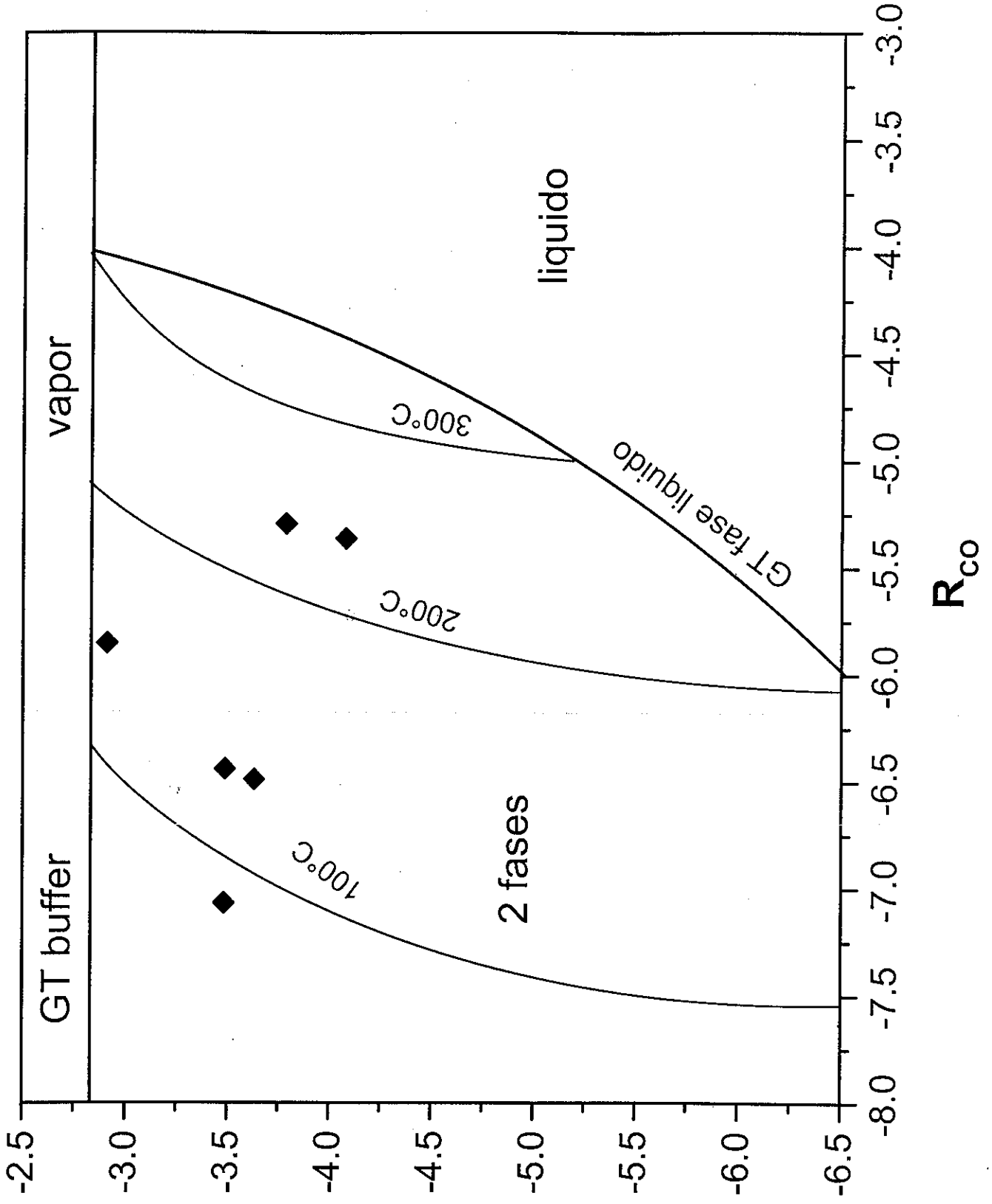
Figura III. 10



R^H
69-A

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

Figura III.19



R_H
69-0

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

Como el H₂, el CO es una especie sensible a cambios en las condiciones óxido-reducción y temperatura. La concentración de CO en los gases fumarólicos del Chichón es muy baja. Los puntos en la gráfica de R_H vs R_{CO} (R_{CO} = log (CO/CO₂)) se ubican dentro de la zona de dos fases, vapor y líquido, relativamente cercanos a la línea del buffer GT de vapor puro (Figura III.19). Las temperaturas correspondientes varían entre aproximadamente 250°C y 100°C, lo que confirma la hipótesis de que el campo fumarólico es de baja temperatura y principalmente de origen hidrotermal.

IV.4.2 Geotermometría de cationes y SiO₂

Se utilizan los siguientes geotermómetros de cationes y SiO₂ en las aguas termales del cráter para calcular las temperaturas en el sistema vulcano-hidrotermal del Chichón a profundidades más grandes:

$$T_{\text{Na-K}} = 1390 / (1.75 + \log(\text{Na/K})) - 273 \quad (\text{Giggenbach, 1988})$$

$$T_{\text{K2-Mg}} = 4410 / (14.0 - \log(\text{K}^2/\text{Mg})) - 273 \quad (\text{Giggenbach, 1988})$$

$$T_{\text{K2-Ca}} = (\log(\text{K}^2/\text{Ca}) + 0.78) / 0.0168 \quad (\text{Giggenbach, 1991})$$

$$T_{\text{Na-K-Ca}} = 1647 / (\log(\text{Na/K}) + 1/3 (\log(\text{Ca}^{1/2}/\text{Na}) + 2.06) + 2.47) - 273$$

(Fournier y Truesdell, 1973)

$$T_{\text{SiO}_2} = 1000 / (4.5 - \log \text{SiO}_2) - 273 \quad (\text{Giggenbach, 1991})$$

$$T_{\text{SiO}_2\text{amorfo}} = 731 / (4.5 - \log \text{SiO}_2) - 273 \quad (\text{Fournier, 1985})$$

Donde las concentraciones están expresadas en mg/l. Las temperaturas geotermométricas de cada agua dentro y alrededor del volcán Chichón están

representadas en la Tabla III.4. Los geotermómetros de Na-K, K-Ca, K-Mg y Na-K-Ca no fueron utilizados para las aguas del lago ni de Agua Roja, porque estas aguas son ácidas. Las aguas ácidas disuelven los cationes de las rocas en situaciones isoquímicas o desequilibradas, y los cálculos geotermométricos no tienen ningún sentido en dicho caso. El fenómeno de disolución desequilibrada también se observa en la Figura III.20, en donde se presenta $\log(\text{Na}/\text{K})$ vs $\log(\text{K}^2/\text{Mg})$. La composición promedio de las rocas arrojadas en 1982 fue establecida por Luhr et al. (1984). La línea de equilibrio completo y las temperaturas de Na-K y K-Mg fueron propuestos por Giggenbach (1988).

- *Las Aguas termales del lago, de los SP y de AC*

La disolución de rocas frescas y no alteradas en el sistema vulcano-hidrotermal del Chichón resulta en aguas termales inmaduras o en desequilibrio:

Rocas inalteradas + agua → Rocas alteradas

Esta reacción es irreversible y continua hasta que la roca sea alterada completamente. El agua fresca meteórica siempre será presente en el sistema vulcano-hidrotermal del Chichón, resultando en una capacidad para disolver la roca. Las aguas del lago y de AC son aún más inmaduras que las de los SP. Este lo indica el pH más bajo de las aguas del lago y AC, que resulta en una disolución en desequilibrio. El desequilibrio del sistema hidrotermal profundo también se muestra en la diferencia en las temperaturas geotermométricas de Na-K y K-Mg: la temperatura de equilibrio entre agua y roca para Na-K es de 250-350°C, mientras que la de K-Mg es de 50-150°C (Figura III.20). Las otras temperaturas de equilibrio, calculadas por los geotermómetros de K-Ca y Na-K-Ca, corresponden a las temperaturas más bajas de K-Mg, que sugiere temperaturas dentro del sistema hidrotermal del Chichón de hasta aproximadamente 265°C. Las temperaturas de K-Ca y Na-K-Ca no son representativas porque no existe un estado de equilibrio

Tabla III.4: GEOTERMÓMETROS en °C

	T	T Na/K	T K ² /Ca	T K ² /Mg	T Na-K-Ca	T SiO ₂	T SiO ₂ amorfo
Lago	25-35					82-295	10-77
SP	98-100	264-345	50-217	56-152	185-265	113-265	9-85
AC	74	251-283	66-136	65-107	178-211	147-227	34-68
AT	31	267	110	96	194	121	15
AS	50	214-230	57-86	74-85	160-167	91-132	22
AR	22-25					56-141	8-27

71-A

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

entre las aguas y los carbonatos dentro del sistema vulcano-hidrotermal del Chichón, ya que el CO_2 proviene probablemente de la desgasificación magmática. Las temperaturas de la geotermometría de SiO_2 también muestran temperaturas en el mismo rango que las de K-Mg (Tabla III.4).

El sistema de los manantiales de AC se mantenía químicamente estable antes de las erupciones de 1982 (Taran et al., 1998). Sin embargo, las AC son inmaduras, lo cual sugiere que el equilibrio en las aguas termales del Chichón se establece lentamente. Los procesos de disolución e interacción agua-roca son muy intensos y ocurren en situaciones de desequilibrio.

- *Agua Roja*

Las aguas rojas son las aguas más inmaduras alrededor del Chichón y tienen concentraciones de K, Mg y Na parecidas al material rocoso de 1982 (Figura III.20). Se concluye que las Aguas Rojas son aguas meteóricas recientes que fluyen por los depósitos de pómez y disuelven estas rocas no alteradas.

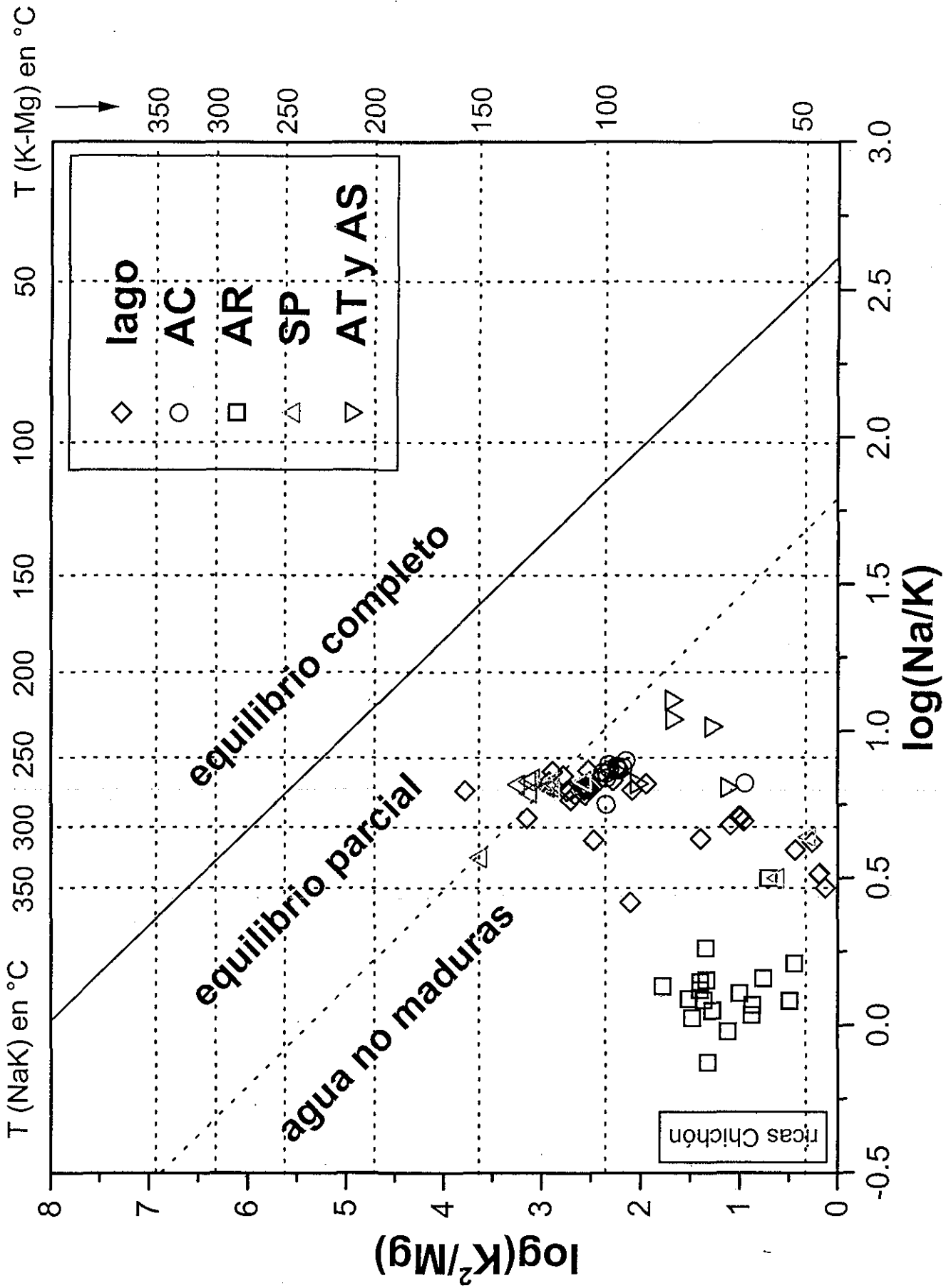
- *AT y AS*

Las aguas de los manantiales de Agua Tibia y Agua Salada también son aguas inmaduras, porque fluyen por rocas jóvenes y poco alteradas. La geotermometría muestra temperaturas de equilibrio entre agua y roca relativamente bajas (Tabla III.4).

- *Las fracciones de vapor y agua meteórica en los SP*

Graficando la entalpía versus la concentración de Cl en los SP, se puede estimar la fracción de vapor y el porcentaje de dilución por agua meteórica (Figura III.21).

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN



El cloro tiene el mismo comportamiento en procesos de dilución que el SiO_2 . La concentración inicial de Cl y SiO_2 disminuye mediante los procesos de dilución. Una aproximación de la entalpía expresada en J/kg se obtuvo multiplicando la temperatura, medida con el geotermómetro de SiO_2 , con 4.18, el factor para cambiar las unidades de energía de calorías hacia unidades expresadas en Joules. El vapor puro corresponde a una entalpía cercana a 2,800 J/kg, mientras que la entalpía del agua pura hirviendo a 100°C es de aproximadamente 420 J/kg. El agua de los SP sale a la superficie con una temperatura de alrededor de 100°C correspondiendo con una entalpía cercana a los 420 J/kg; mientras que la temperatura de equilibrio de las mismas aguas en el sistema profundo se define por la concentración de SiO_2 y su geotermómetro.

Se considera que las aguas meteóricas son aguas sin Cl a una temperatura ambiental promedio de 20°C. Cada agua es acompañada por una fracción de vapor, que se puede medir en la gráfica. Resulta que las fracciones de vapor para las aguas de los SP son menores a 10-15%. Estas aguas representan una temperatura de equilibrio para el SiO_2 de entre 140° y 240°C, que corresponde con las otras temperaturas medidas en la geotermometría (Tabla III.3 y 4). Una muestra indica una fracción de vapor mayor al 30%.

La fracción de agua meteórica se mide de la misma manera en la Figura III.21. Las aguas con poco Cl contienen porcentualmente más agua meteórica, hasta 50%. La contribución de agua meteórica en las aguas ricas en Cl es de alrededor de 10%.

El porcentaje de dilución también se puede calcular por medio del geotermómetro de SiO_2 . Sustituyendo la temperatura de equilibrio de 240°C, vista en la gráfica (Figura III.21), en la ecuación del geotermómetro de SiO_2 , obtenemos la concentración de SiO_2 en el sistema profundo en condiciones de equilibrio:

$$\text{Log}(\text{SiO}_2) = 4.5 - (1000 / 240 + 273)$$

$$\text{SiO}_{2\text{equilibrio}} = 355 \text{ mg/l}$$

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

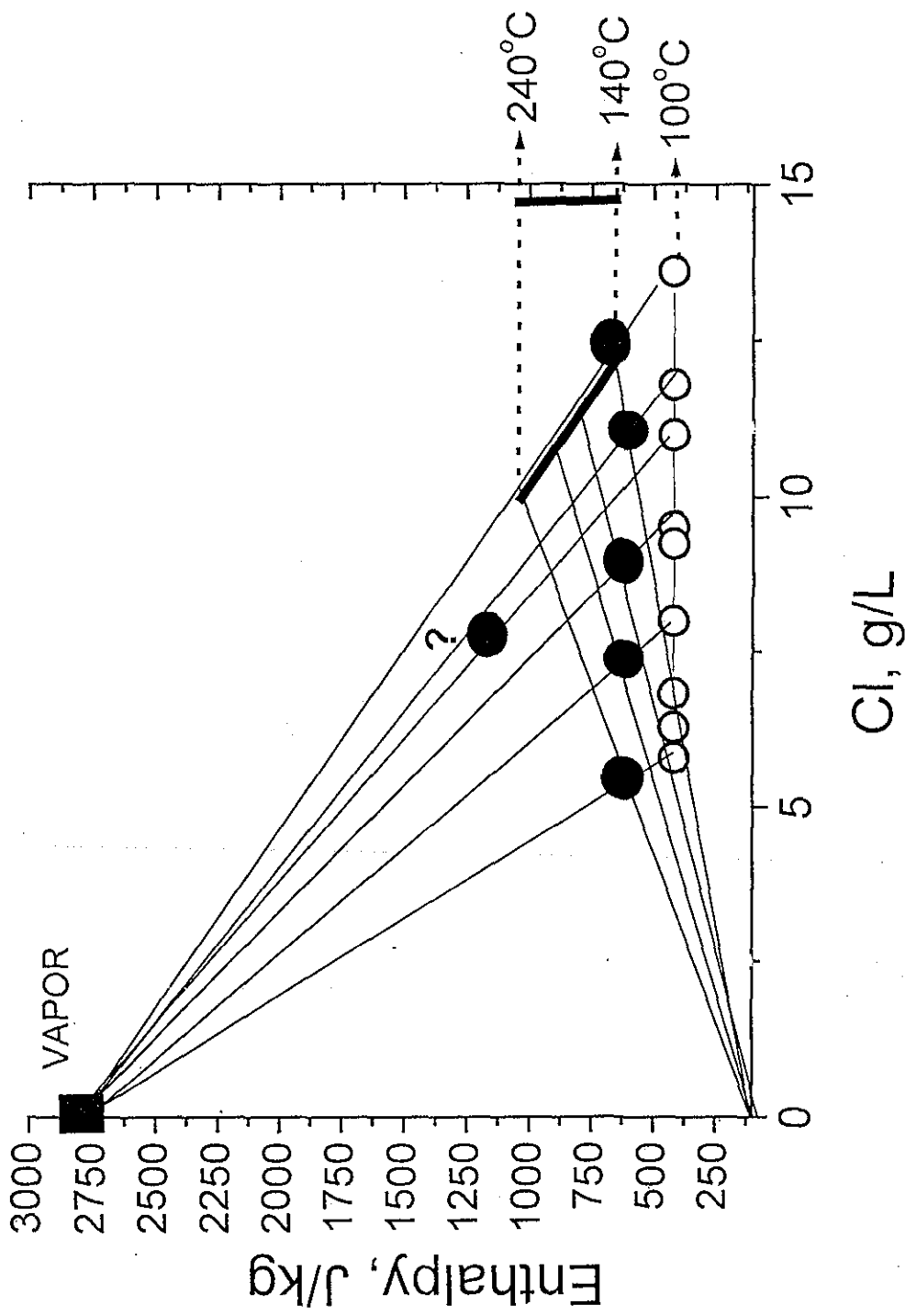


FIG. III. 21

TESIS CON FALLA DE ORIGEN

La concentración promedio de SiO_2 en las aguas de los SP es de aproximadamente 120 mg/l. La siguiente ecuación sirve para calcular el porcentaje de dilución de las aguas de los SP:

$$120 = X \times 25 + (1 - X) \times 355$$

Donde: $X = 235/355$

$$X = \sim 71\%$$

En donde 25 mg/l es la concentración aproximada de SiO_2 en las aguas meteóricas (Ellis y Mahon, 1977). El factor X es el factor de dilución, sea por procesos de condensación de vapor en el ascenso hacia la superficie en donde existe un régimen de temperaturas más bajas, o por la disolución por aguas meteóricas. Como este valor de 71% es un valor promedio, no es representativo para todas las situaciones del complicado sistema vulcano-hidrotermal. La suma del factor de la contribución meteórica y la fracción de vapor es teóricamente igual al valor de X. Como son dos métodos independientes con sus propios errores la suma prácticamente nunca es igual.

Con estos motivos se interpreta el sistema de los pozos de SP como un sistema semi-cerrado con temperaturas entre 140° y 240°C en lo profundo. Esto implica un cuerpo de agua hirviendo debajo del cráter que alimenta los SP (Taran et al., 1998).

IV.4.3 Conclusiones

La geotermometría nos enseña que el sistema vulcano-hidrotermal del Chichón es un sistema desequilibrado e inmaduro, tanto los gases como las aguas. Las temperaturas geotermométricas relativamente bajas de cuando mucho 270°C en el subsuelo, aseguran la presencia de un cuerpo de agua hirviendo debajo del

cráter del Chichón, que se manifiesta en la superficie por los SP y las fumarolas saturadas.

La fracción de vapor de los SP es de alrededor de 10%, aunque porcentajes más altos de hasta 30% fueron medidos. Las condensaciones de estos vapores diluyen las aguas de los SP. La dilución también se debe a la contribución intensa de las aguas meteóricas. El porcentaje de dilución por aguas meteóricas puede llegar hasta porcentajes del 50%.

El resto del agua proviene de una fuente profunda, hasta ahora desconocida.

IV.5 Interacción Agua-Roca

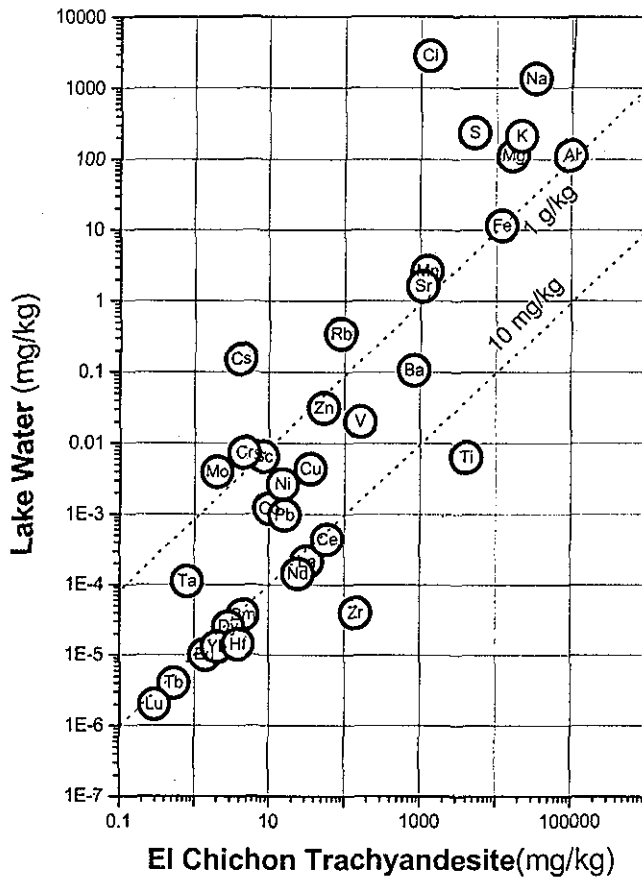
IV.5.1 Elementos traza

Comparando las concentraciones de los elementos mayores y los elementos traza del agua del lago del 2000 y las de AR se puede determinar cuanta roca se disolvió dentro del sistema vulcano-hidrotermal del Chichón. Las concentraciones de los elementos mayores, traza y tierras raras de la roca provienen de Luhr et al. (1984).

- El lago

En la Figura III.22 se puede notar que para disolver las tierras raras del material volcánico fresco de 1982 se necesita 100,000 veces más agua; o en otras palabras, diez miligramos de tierras raras se disuelven en un litro de agua. El comportamiento de las tierras raras en aguas termales todavía no es bien estudiado, especialmente comparándolo con el comportamiento de los elementos mayores. La disolución menor de las tierras raras en las aguas del lago sigue inexplicable. Un estudio detallado y profundo puede resolver este problema en un futuro, pero éste cae fuera de los objetivos principales de este trabajo. Los elementos traza como Pb, Cu, V, Ni, Co y Ba se disuelven más fácilmente;

Figura III.22



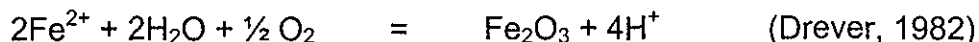
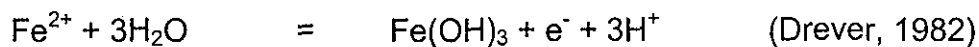
TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

aproximadamente 100 mg de roca con estos elementos se disuelve en un litro de agua. Un gramo de roca que contiene los elementos Mo, Cr, Sc, Zn, Rb, Sr, Mn, Fe y Al se disuelve en un litro de agua. Los elementos mayores Na, K, Mg, S y Cl se disuelven muy bien de la roca traquiandesítica de 1982. Casi 100 g de roca con 2.5 wt% de Na se disuelven en un litro de agua.

Se concluye que la disolución de las rocas frescas del Chichón por las aguas ácidas del lago es muy intensa, lo cual se refleja en la química de esta agua. Las aguas ácidas son muy agresivas en los procesos de disolución.

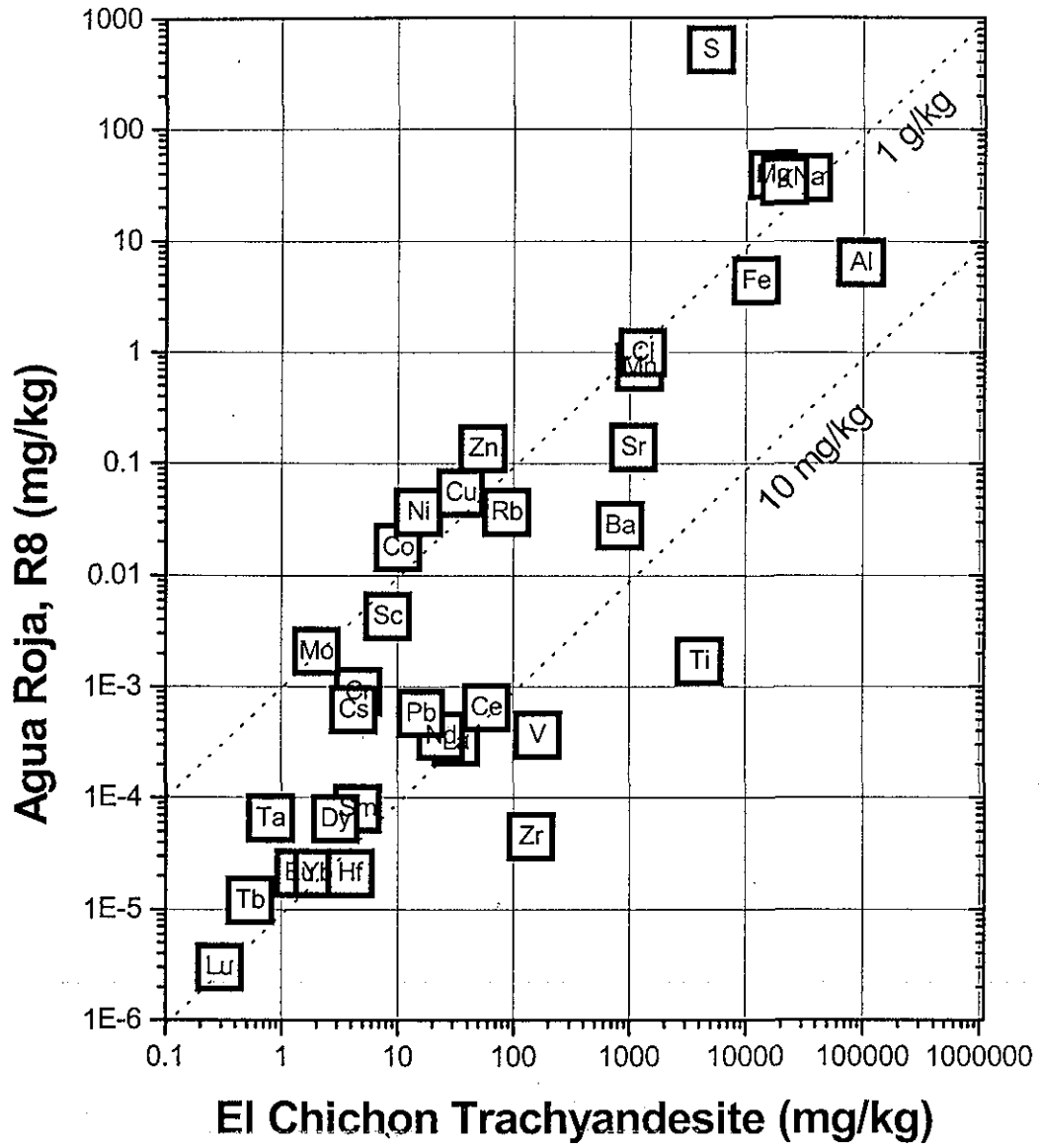
- AR

Los mismos fenómenos se observan para AR, que también son aguas agresivas con pHs de alrededor de 3.5. La disolución es de un hasta dos órdenes de magnitud menores comparados con la del lago; un gramo de roca que contiene los elementos mayores se disuelve en un kilo de agua (Figura III.23). Las concentraciones absolutas son de un orden menor que las de las aguas del lago. Como es el mismo material traquiandesítico, las mismas tendencias de disolución se observan para todos los elementos. Los procesos de disolución intensa para AR se deben al hecho que agua meteórica sin iones en una condición de sobresaturación fluyen por las rocas frescas. El pH bajo de AR se debe a la oxidación de Fe^{2+} :



Este proceso de oxidación de Fe^{2+} se observa perfectamente en el campo; en el fondo de los ríos de AR se precipitan hidróxidos de Fe a lo largo de varios kilómetros. Para precipitar volúmenes tan grandes de $Fe(OH)_3$ se necesitan concentraciones elevadas de Fe^{2+} en las aguas y la reacción con un oxidante, que

Figura III.23



TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

es el agua misma y el oxígeno del aire. La mineralogía de estas capas de óxidos y hidróxidos de fierro, como la limonita y hematita, hasta la fecha no está confirmada por técnicas más correctas. Este estudio queda pendiente para el futuro.

AR son aguas muy exóticas y poco comunes en el mundo: el pH de 3.5 es muy bajo para aguas no termales y las concentraciones de SO_4 y Ca son muy altas. La ubicación especial cerca de un volcán activo y la presencia de un acuífero joven y fresco se refleja en la química excepcional de las AR.

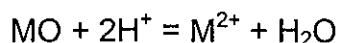
IV.5.2 Índices de Saturación: SOLVEQ

Por medio del programa SOLVEQ se calculan los índices de saturación para varios minerales en un rango de temperatura de 55° hasta 350°C (Reed, 1982; Spycher y Reed, 1990). Los resultados de esta modelación se representan en las Figuras III.24 y III.25, para las aguas del lago de 1983 y los SP de abril 1998 respectivamente.

El lago

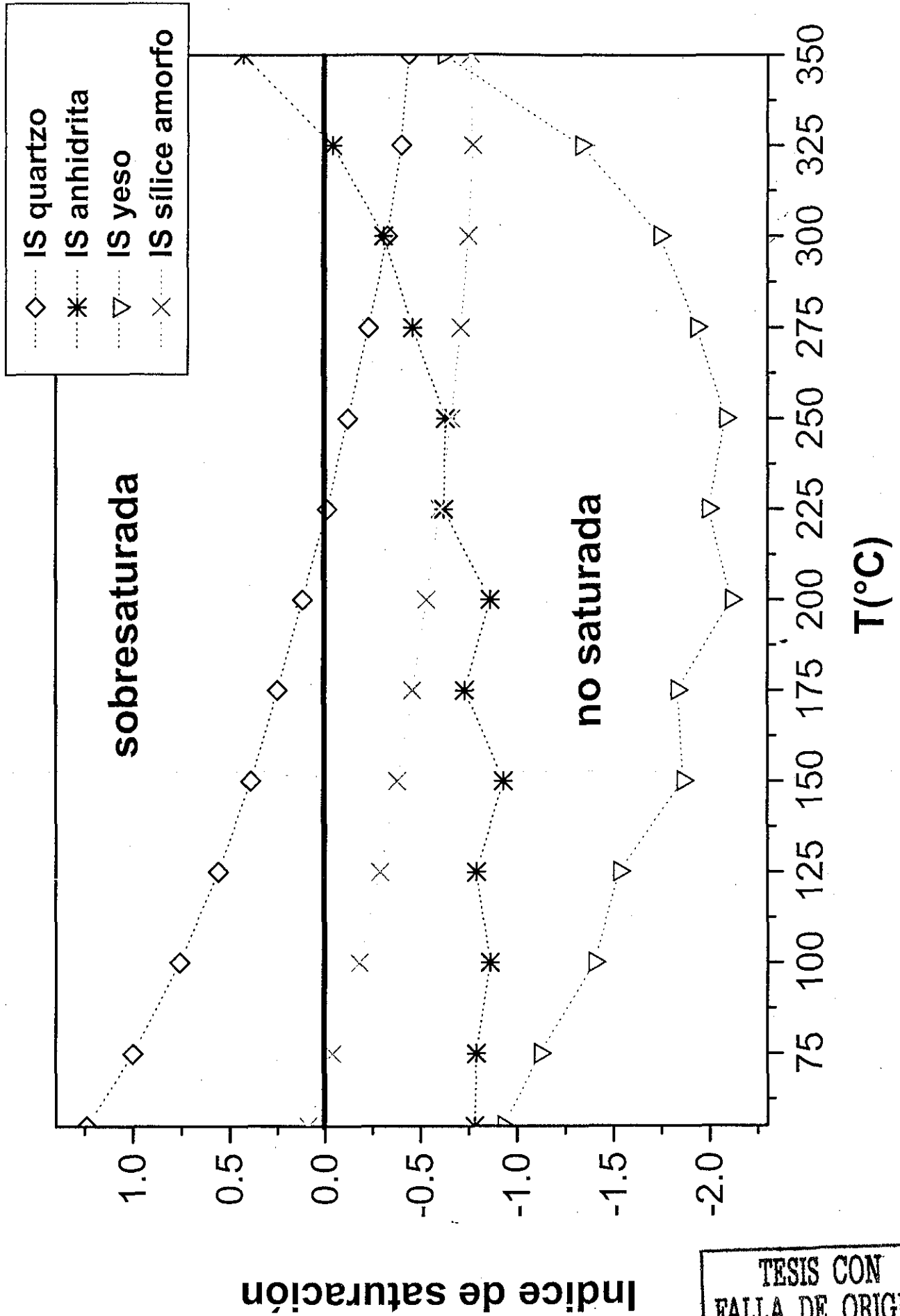
El lago de 1983 tenía un pH de 0.56, que resulta en una disolución intensa de la roca. En condiciones de pH tan bajo casi todos los minerales pueden ser disueltos. El cuarzo se precipita a una temperatura de hasta 225°C y el sílice amorfo se precipitó a la temperatura del lago en 1983 la cual fue de 55°C.

El pH actual del lago del Chichón se estabilizó en los últimos diez años a valores más altos de alrededor de 2.5, debido a la interacción agua-roca: óxidos de metales divalentes reaccionaron con los ácidos (H^+) del lago y resultaron en la disolución de los metales:



TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

Figura III.24: IS del lago de 1983



Indice de saturación

77-A

TESIS CON FALLA DE ORIGEN

La concentración de cationes aumenta en el lago lo que hace suponer que los minerales se precipitan. Sin embargo, un pH de 2.5, resultado de la oxidación del gas H_2S (ver III.1.1), es un valor bajo y en el lago actual se observa una sobresaturación solamente para las especies de SiO_2 . Los minerales anhidrita y yeso se encuentran a punto de la saturación con valores de IS alrededor de -0.5 a las temperaturas del lago actual de $30^\circ C$.

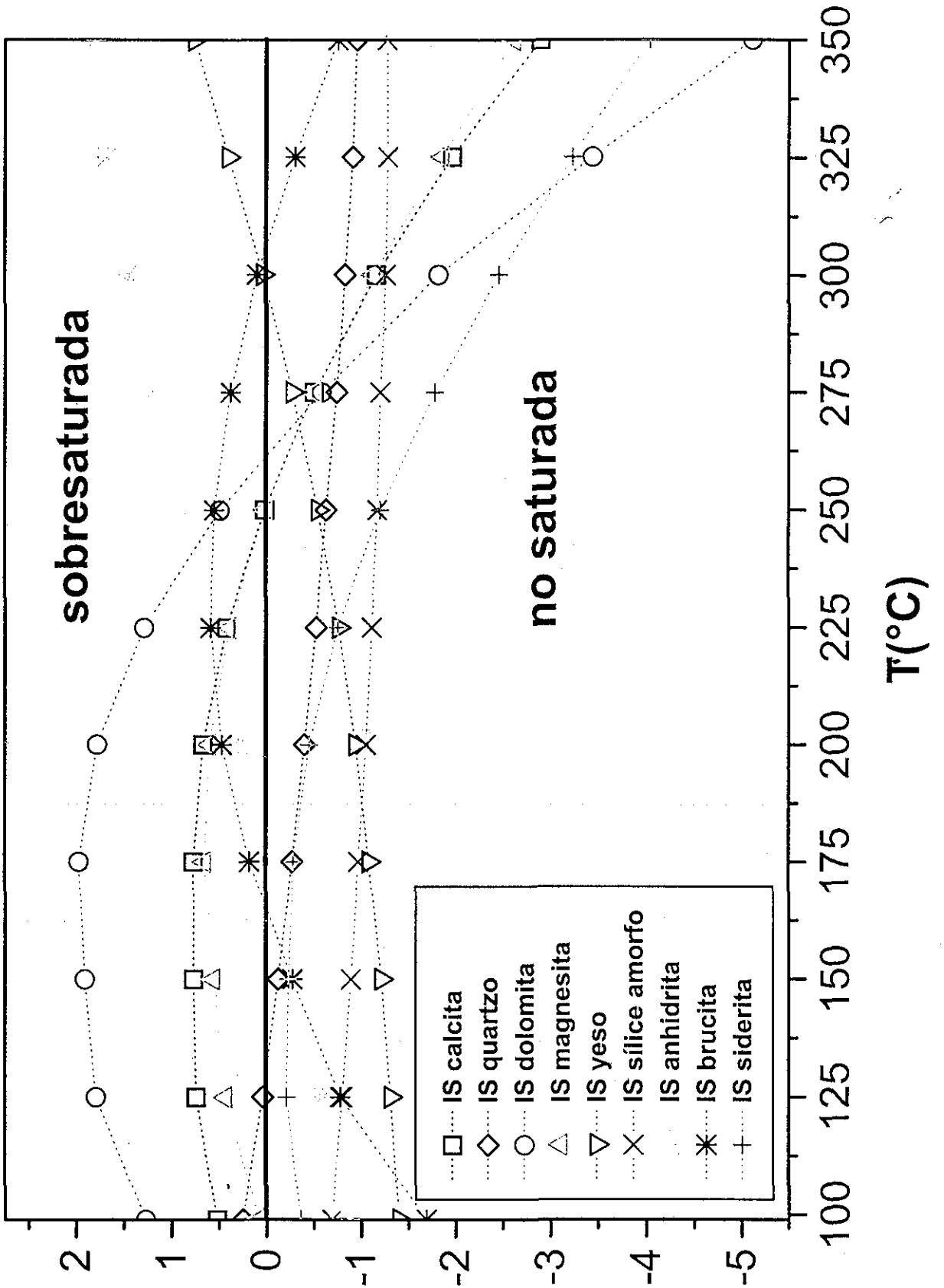
- Los SP

Los minerales cercanos a la saturación dentro de los SP son más diversos, porque las aguas de SP contienen HCO_3^- que resulta en la precipitación adicional de carbonatos como calcita, dolomita y magnesita. Los minerales calcita, dolomita y magnesita se precipitan junto con el cuarzo en las salidas de los SP. La precipitación de carbonatos se favorece a temperaturas de aproximadamente $260^\circ C$. A temperaturas menores de $50^\circ C$ y mayores a $260^\circ C$ la solubilidad de los carbonatos disminuye drásticamente. El cuarzo se disuelve en aguas a temperaturas mayores a los $125^\circ C$. Alrededor de los SP se observan precipitaciones de cuarzo.

Por medio de la geotermometría se sabe que el sistema equilibrado bajo los SP se encuentra a temperaturas entre 140° y $240^\circ C$. En este rango de temperaturas se precipitan los minerales calcita y los minerales con Mg como la dolomita, magnesita, brucita, además la anhidrita. La anhidrita está sobresaturada desde los $175^\circ C$ hasta temperaturas de $350^\circ C$, lo que sugiere que dentro del sistema profundo de los SP, la anhidrita se precipita extensivamente. A temperaturas de 300° , el yeso se precipita y la brucita no se encuentra saturada dentro del sistema profundo.

El mineral siderita y el cuarzo amorfo nunca se precipitan en las aguas de los SP. El pH neutral de las aguas de los SP se debe a la interacción agua-roca dentro de un sistema semi-cerrado debajo del cráter por la reacción anteriormente

Figura III.25: IS de los SP



Indices de saturación

TESIS CON FALLA DE ORIGEN

mencionada. Otro factor de neutralización de esta agua subterránea es la contribución del agua meteórica.

IV.5.3 Conclusiones

Las aguas ácidas del lago del Chichón generan una disolución intensa de la roca. Solamente las especies de SiO_2 se encuentran en condiciones de sobresaturación. Una cantidad de roca traquiandesítica de 100 gramos se disuelve en un litro de agua. Las AR pueden disolver un gramo de la misma roca en un litro de agua.

Las aguas de los SP se neutralizaron dentro de un cuerpo de agua debajo del cráter a temperaturas de 240°C por medio de la interacción agua-roca. Los minerales principales que se precipitan dentro de este sistema son anhidrita y los carbonatos calcita y dolomita. Una determinación más exacta de la mineralogía por medio de XRD y microscopía electrónica puede afirmar en un futuro la modelación hecha en SOLVEQ.

IV.6 Isótopos

IV.6.1 *Isótopos estables de hidrógeno y oxígeno*

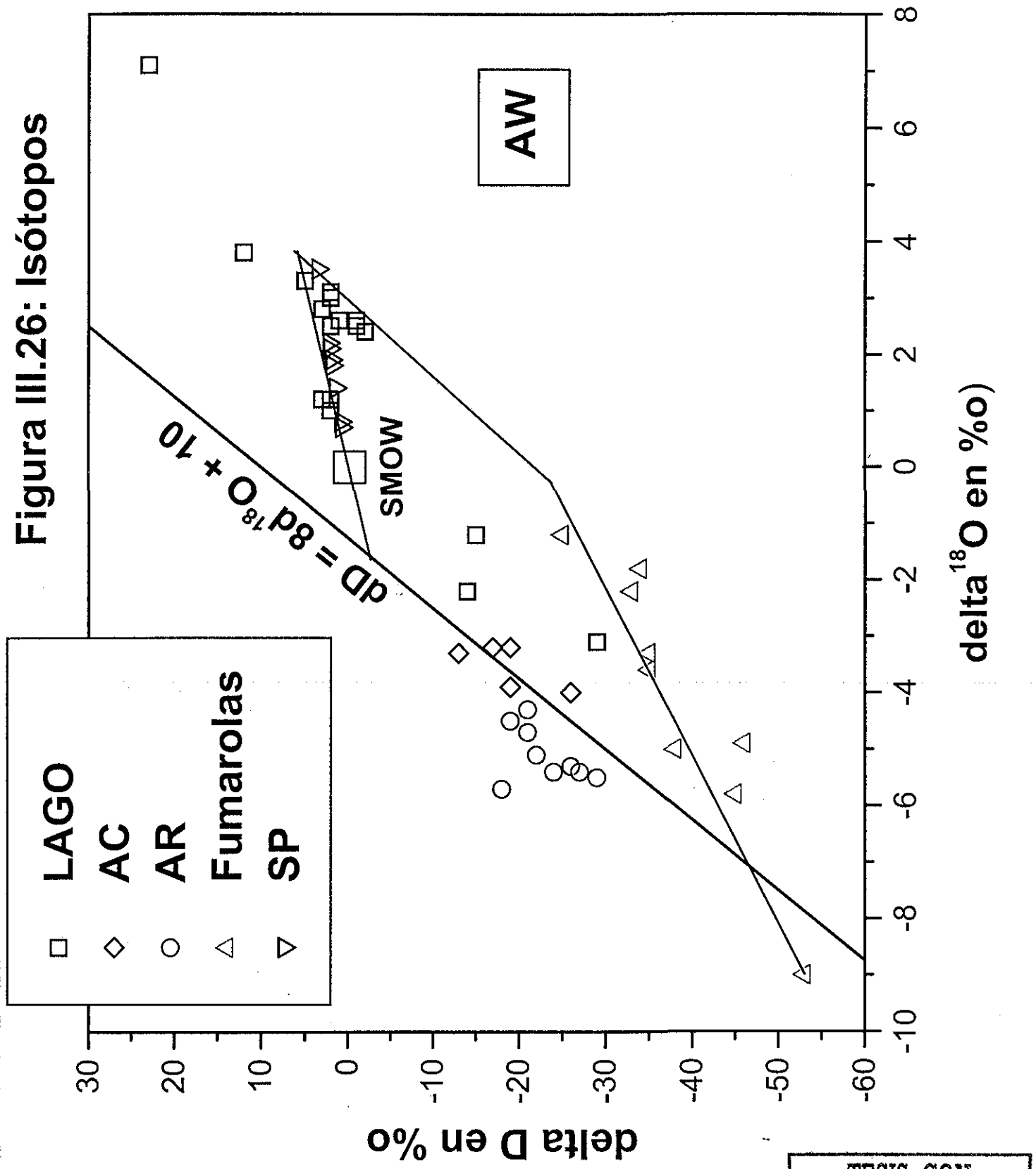
La isotopía de hidrógeno y oxígeno de los fluidos del Chichón se muestra en la Figura III.26, un diagrama de Craig clásico (Craig y Gordon, 1965).

Los fluidos dentro de los sistemas vulcano-hidrotermales activos están compuestos por agua de diversos orígenes: meteórico, magmático y, en el caso de islas volcánicas, marino. Estas aguas contribuyen como miembros terminales en los sistemas activos y cada una de ellas tiene su firma isotópica particular.

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

ESTA TESIS NO SALE
DE LA BIBLIOTECA

Figura III.26: Isótopos



TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

La isotopía de las aguas meteóricas depende de la latitud: las aguas meteóricas cercanas al ecuador tienen valores de δD y $\delta^{18}O$ cercanos a cero; al contrario, las aguas meteóricas cercanas a los polos, como es el caso para Alaska o Kamchatka, tienen valores de δD y $\delta^{18}O$ muy negativos, de hasta -100‰ para δD . La variación de la isotopía de las aguas meteóricas está representada por la línea de Craig, con la ecuación: $\delta D = 8\delta^{18}O + 10$. El agua magmática en zonas de subducción tiene un valor de $\delta^{18}O$ entre 5 y 7 ‰, y un δD entre -15 y -25‰ (Taran et al., 1989; Giggenbach, 1992b). El agua marina tiene un valor patrón, cercano a cero para ambos isótopos.

- Aguas meteóricas

Las aguas meteóricas en la zona del Chichón tienen valores de δD cerca de -20‰ , y de $\delta^{18}O$ entre -3 y -5‰ (Figura III.26). Se puede considerar la isotopía de las muestras RM, Río Magdalena, y AS, Agua Salada, como representativas de las aguas meteóricas, ya que son aguas del sistema hidrológico alrededor del volcán.

- Agua Caliente

La isotopía de las Aguas Calientes se mantuvo estable durante el periodo de muestreo, y los valores se ubican alrededor de la línea de Craig, con valores parecidos a los de las aguas meteóricas de RM y AS. Aunque estas aguas calientes contienen bastante Cl, podemos interpretarlas como aguas esencialmente meteóricas desde el punto de vista isotópica.

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

- Agua Roja

Las AR tienen un desplazamiento isotópico de oxígeno negativo, que es un fenómeno poco común. Todos los análisis de AR se ubican a la izquierda de la línea de Craig. Este corrimiento a la izquierda se debe al hecho de que las aguas subterráneas someras fluyen por los flancos del Chichón, que están principalmente compuestos por pómez fresca. Las aguas subterráneas pierden su oxígeno pesado por el proceso de hidratación de la pómez y la formación y precipitación de minerales de las arcillas (Taran et al., 1998). La pómez incorpora preferencialmente los ^{18}O por medio de la formación de arcillas a temperaturas ambientales.

Como las aguas de las lluvias también se ubican a la izquierda de la línea de Craig, existe la posibilidad que la línea de Craig arbitraria, se tenga que desplazar hacia la izquierda. En este caso, se puede interpretar las Aguas Rojas como aguas meteóricas isotópicamente puras.

- Los fluidos dentro del cráter

La isotopía de los fluidos cratéricos es más complicada. Existe una relación obvia entre las aguas de los SP, el agua del lago y los gases fumarólicos.

Las aguas del lago tienen una isotopía que varía entre -30 y $+20$ ‰ para δD , y entre -3 y $+7$ ‰ para $\delta^{18}\text{O}$. Las aguas más negativas se acercan a la línea de Craig. Por eso, se puede concluir que el miembro final de las aguas meteóricas tiene un papel importante en la isotopía del agua del lago. La tendencia hacia valores de δD y $\delta^{18}\text{O}$ más positivos se debe a dos procesos independientes: la evaporación en la superficie del lago, y la interacción con la roca encajonante fresca. Ambos procesos enriquecen las aguas residuales en ^{18}O . El efecto de fraccionamiento entre D y H crece cuando la temperatura diferencial entre el lago y el ambiente es más grande o en el caso de lagos más calientes. La diferencia en temperatura entre el lago y el ambiente en El Chichón es relativamente pequeña.

Lo que resulta en una baja tasa de evaporación (ver III.1.2), y además en tendencias de evaporación suaves. La importancia del efecto del corrimiento de la isotopía hacia la derecha, debido a la interacción agua-roca no es ciertamente visible, pero debe estar presente, ya que la roca volcánica es muy joven y no alterado, como se ha explicado en detalle en capítulos anteriores.

La línea de ebullición de los gases fumarólicos tiene una pendiente mayor que la del lago. Cada vapor tiene su agua residual correspondiente, como se observa en la Figura III.26. Por supuesto, los gases fumarólicos son isotópicamente más ligeros; la fracción de vapor se enriquece en el isótopo ligero mientras que su agua residual se enriquece relativamente en el isótopo pesado. Dentro del cráter, el campo fumarólico se ubica cerca del campo de los SP, por tanto se espera una relación entre los dos fluidos hidrotermales (Taran et al., 1997). La isotopía del agua del lago se debe en parte a la contribución de las aguas de los SP. Consideramos las aguas de los SP como fluidos residuales de los gases fumarólicos. Por medio de procesos de evaporación, las aguas de los SP se convierten en aguas isotópicamente más pesadas. Los SP tienen una tasa de evaporación alta, indicada por la fracción de vapor de los SP de hasta 10-15 %. La fracción de vapor también se puede calcular utilizando la isotopía de los gases y los SP. Estas mediciones y cálculos simples resultan en una fracción de gas de aproximadamente 40 % para los SP, medidos para los siete puntos de los SP entre el lago (cuadros) y los gases (triángulos).

Las aguas del lago y de los SP contienen mucho Cl pero ningún fluido muestra una tendencia directa hacia los valores de las aguas andesíticas, lo que haría suponer que la fuente de las aguas termales dentro del cráter no es el magma directo (Taran et al., 1989). Únicamente podemos suponer un desplazamiento hacia la derecha por la interacción agua-roca (Delmelle et al., 2000).

Considerando la isotopía de los fluidos del Chichón, se concluye que el sistema vulcano-hidrotermal presente es claramente influenciado por las aguas meteóricas. Esta hipótesis es consistente con la alta precipitación de esta zona tropical.

IV.6.2 Isótopos de azufre

Se midieron los isótopos de azufre en los sulfatos del lago (1997 y 1998) de los SP (1998) de AR (1998) y de AC (1997) y en los sedimentos del lago de 2001. La isotopía de azufre del H₂S en la fumarola FN fue medida en 1997. Los resultados se presentan en la Tabla III.5. Los análisis fueron hechos por el Dr. B. Pokrovsky en el Instituto de Geología de la Academia de Ciencias de Rusia; los datos de 1997 fueron publicados por Taran et al. (1998), los datos de después de 1997 no fueron publicados hasta la fecha.

Los valores de +2.5 de FN y de una muestra de sedimentos del lago indican que el azufre de los sulfatos proviene de la oxidación de H₂S fumarólico. Como existen entradas de gases en el lago los sedimentos a veces están influidos por este proceso.

Valores de nueve o más altos indican a una contribución de anhidrita y azufre de origen magmático en los sulfatos de AC, los SP y los sedimentos (Taran et al., 1998; Rye et al., 1984).

Los valores intermedios de $\delta^{34}\text{S}$ de 5 y 4.6 medidos en el lago indican una contribución de los dos procesos.

IV.6.3 Tritio

El tritio (³He) se utiliza para trazar el movimiento de aguas subterráneas dentro de sistemas hidrológicos jóvenes y para determinar las edades relativas, porque la vida media del tritio es corta, 12.4 años y porque se produjo en cantidades grandes durante experimentos nucleares en la atmósfera en los años 1950 y 1960 (Fontes, 1980). El tritio se produce por interacción de vapor de agua con rayos cósmicos en la atmósfera, por consiguiente las aguas meteóricas contienen un

Tabla III.5

sitio	fecha	delta ³⁴ S
FN	1997	2.5
AC	1997	9.2
AR8	1998	6.5
Lago	1997	5
Lago	1998	4.6
SP	1998	11
Sed 1	2001	10.8
Sed 2	2001	10.3
Sed 3	2001	2.5
Sed 4	2001	10.4

83-A

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

contenido natural en tritio que depende de la latitud, la estación y la posición dentro del continente (Goff y McMurtry, 2000).

El Dr. Goff midió los valores del tritio en las aguas del lago, de AR, de AC y del Río Magdalena en el abril de 1999. Los análisis están representados en T.U. (tritium units) que es igual a un átomo de ^3H en 10^{18} átomos de H. Los valores encontrados son los siguientes:

Lago:	1.33 ± 0.11 TU
AR:	1.06 ± 0.1 TU
AC:	2.4 ± 0.2 TU
RM:	1.84 ± 0.12 TU

Los valores cercanos a un TU de las aguas del lago y de AR indican que las aguas son jóvenes, como las aguas meteóricas modernas que tienen valores de alrededor de 1-1.5 TU. Las AR son aún más jóvenes que el agua del lago, lo que indica que la circulación de las aguas debajo del cráter y en el lago es más lenta que la percolación de aguas meteóricas en los depósitos frescos en las zonas de las fuentes de AR.

Las AC muestran valores más altos lo que significa que las aguas termales de AC son relativamente más viejas, y que las AC están conectadas con un acuífero diferente, probablemente más profundo. El agua del Río Magdalena es probablemente una mezcla entre aguas meteóricas actuales y aguas subterráneas más viejas las cuales provienen de los numerosos manantiales que descargan en él.

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

V. EL MODELO DEL SISTEMA VULCANO-HIDROTHERMAL DEL CHICHÓN

El problema del origen del Cl de las aguas del lago y del sistema vulcano-hidrotermal del Chichón todavía no se resolvió hasta ahora.

La existencia de los manantiales termales y neutrales en el cráter de un volcán que hizo erupción tan recientemente -y no ácidos como en cráteres de volcanes activos alrededor del mundo también se declara en este capítulo.

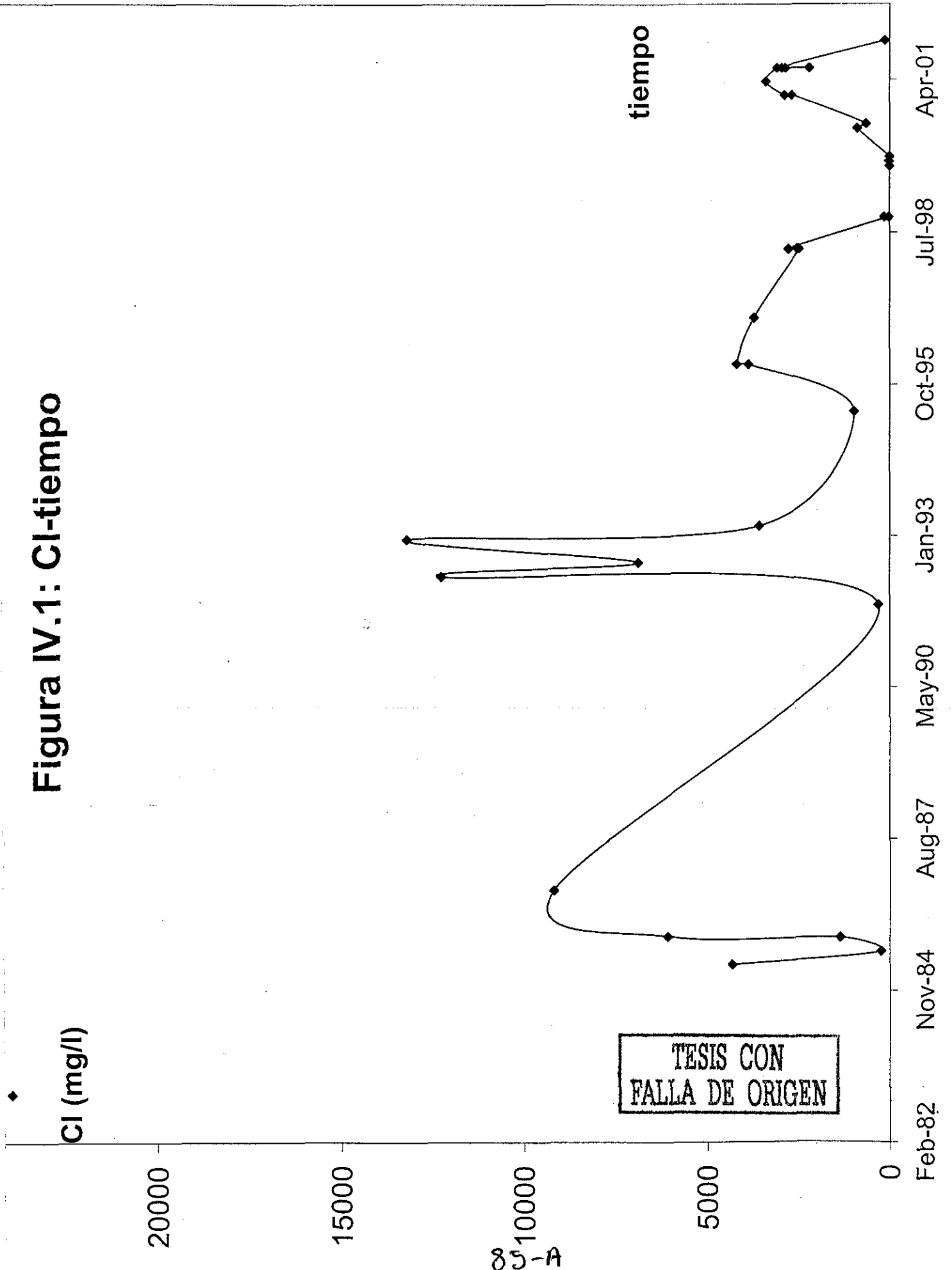
Además se propone un modelo preliminar que corresponde con las observaciones de la geoquímica y resulta lo mejor posible por el momento. Este modelo sirve también para abrir la discusión para entender mejor el complejo sistema vulcano-hidrotermal del Chichón.

V.1 La fuente de Cl en el lago

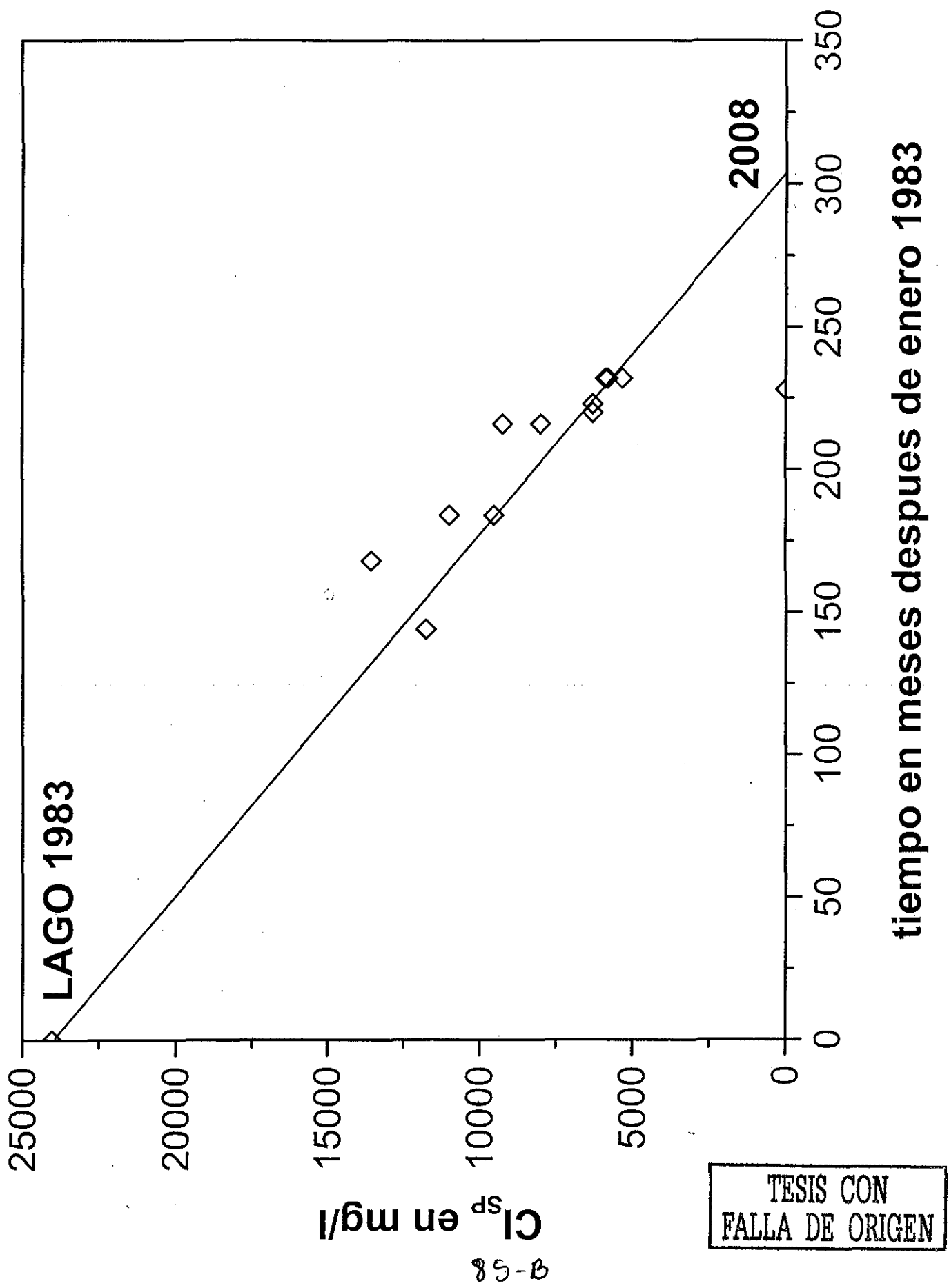
En sistemas vulcano-hidrotermales activos el SO_4 generalmente tiene un origen magmático y proviene de H_2S y SO_2 disueltos; el Cl también proviene del magma. La concentración de SO_4 en las aguas termales del lago y de los SP es relativamente baja en comparación con la de otros volcanes activos (ver Sección III.1.1). El pH del lago y de los manantiales SP es muy alto para un sistema vulcano-hidrotermal tan joven. Estas observaciones hacen suponer que la contribución magmática en el sistema del Chichón es ausente y que el Cl realmente proviene de otra fuente, aunque esto no excluye que la fuente primaria de Cl en los SP haya sido magmática.

En la Figura IV.1 se observa como la concentración de Cl en el lago es muy variable y que los cambios tienen una relación directa con la descarga de las aguas de los SP: en épocas en las cuales las concentraciones de Cl son altas en el lago, la descarga de los SP era alta, y en periodos caracterizados por unas concentraciones bajas de Cl en el lago, la descarga de los SP era

Figura IV.1: Cl-tiempo



TESIS CON
FALLA DE ORIGEN



aproximadamente nula. Se concluye, considerando esto, que la única fuente importante de Cl en el lago es el campo de los pozos de SP.

V.2 El sistema de los SP

V.2.1 ¿De donde viene el Cl de los SP?: El principio del “lago enterrado de 1983”

Todo el Cl en las aguas del lago proviene de los SP. Entonces, porqué los SP contienen tanto Cl, si sabemos que el Cl no tiene origen magmático directo?

El secreto de la fuente de Cl de los SP se puede ilustrar con una gráfica sencilla que muestra la relación entre la concentración de Cl en los SP contra el tiempo (Figura IV.

2). Existe una correlación lineal muy clara, lo que sugiere una relación entre los SP y el lago de 1983. La Figura IV.3 sugiere un modelo de la fuente de Cl para el sistema de los SP del Chichón.

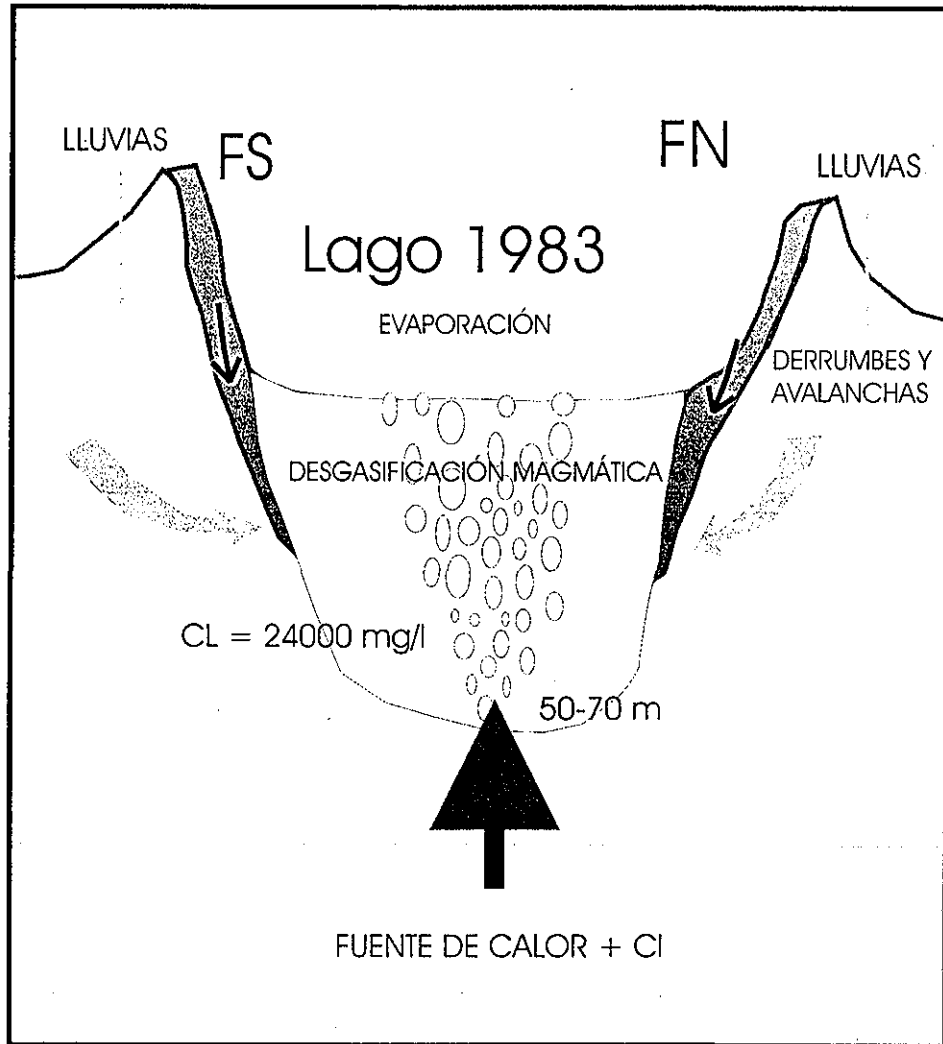
En dicha Figura IV.3 se presenta la situación del lago del Chichón recién formado en el año 1983. Debido a que los flancos internos del cráter estaban más inclinados que ahora, ocurrieron derrumbes y avalanchas por inestabilidad; éstos rellenaron el lago con depósitos recientes constituidos por rocas expulsadas del domo y material juvenil de composición traquiandesítica. Por consiguiente, el lago se hizo más somero y el agua del mismo quedó atrapada en los depósitos de avalanchas muy permeables.

El agua del lago de 1983 tenía un pH de 0.56 y concentraciones de Cl de 24,000 mg/l y de SO₄ de 3,550 mg/l, debido a la contribución magmática que siguió después de los eventos de 1982 (Casadevall et al., 1984). Esta agua ácida provocó la disolución intensa de los cationes como Ca, Fe, Al, Na, Mg y K del material joven. Rápidamente el Ca se precipitó dentro el cuerpo de agua en forma de anhidrita, como muestran los cálculos de IS con el programa SOLVEQ (ver

III.5.2). Esta precipitación ocurre a temperaturas mayores a 175°C. Por la geotermometría de SiO₂, K-Mg y H₂-Ar se sabe que estas temperaturas son reales para el sistema a una profundidad de aproximadamente 100 metros debajo del cráter del Chichón. Las temperaturas comprendidas entre 140°C y 240°C calculadas con los geotermómetros más confiables (SiO₂, K-Mg y H₂-Ar), ocurren a presiones que corresponden a profundidades entre 50 y 300 metros en sistemas hidrotermales en ebullición (Haas, 1971). Sin embargo, esta agua hirviendo no está equilibrada y reacciona de manera isoquímica con la roca encajonante. El cuerpo de agua del lago de 1983 atrapado en el acuífero de avalanchas empezó a cerrarse por la precipitación de anhidrita principalmente en los bordes del cuerpo de agua enterrado. A profundidades cercanas a 1 km y temperaturas de aproximadamente 300°C empezó a precipitar yeso (Figura III.25) (Haas, 1971), mientras que a profundidades más someras del orden de menos de 250 metros y temperaturas hasta 250°C minerales como la calcita, la brucita, la dolomita y la magnesita empezaron a precipitar ayudando a sellar el sistema del "lago enterrado". La mineralogía dentro del sistema vulcano-hidrotermal del Chichón es similar a la de los "White Smokers" submarinos (Taran et al., 1992).

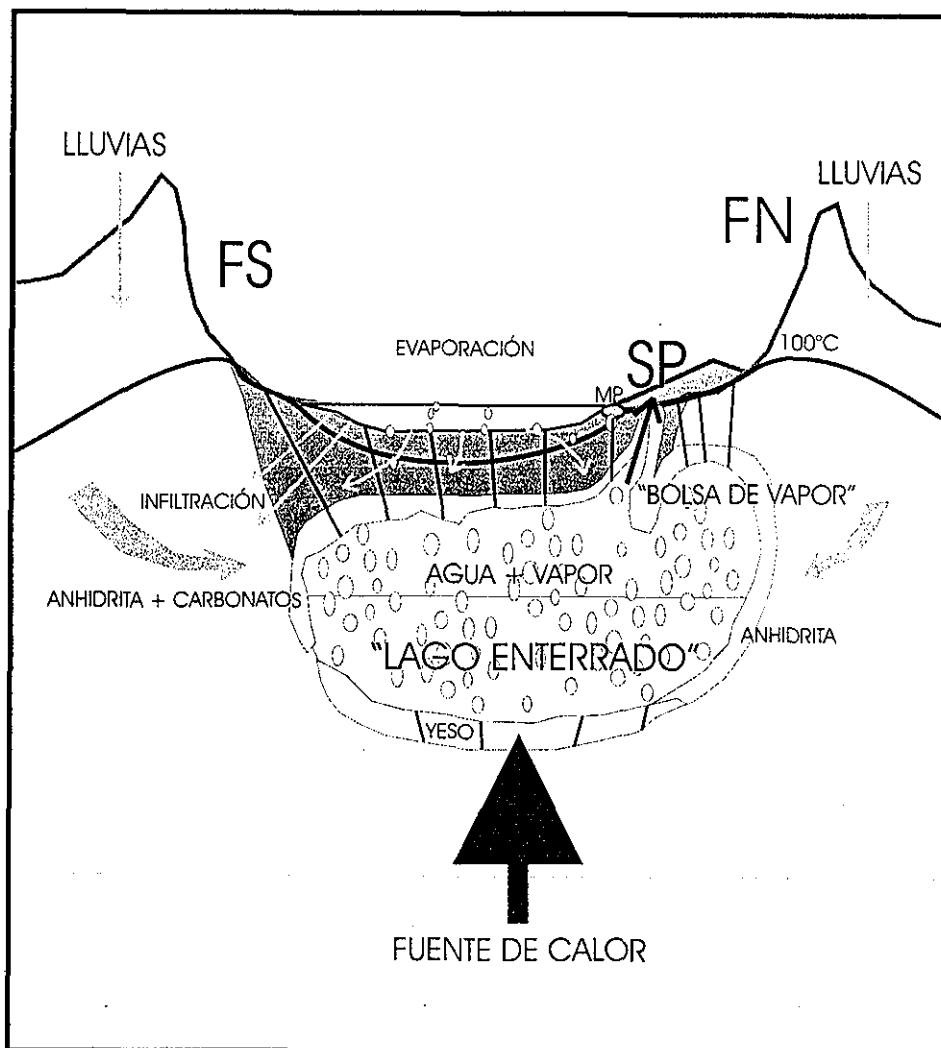
El sistema del cuerpo de agua puede considerarse semi-cerrado: las aguas meteóricas y el agua infiltrada del lago entran al sistema mientras que los SP descargan en la superficie (Figura IV.4); El transporte de las aguas ocurre a través de las fallas existentes en el edificio volcánico del Chichón. Los aportes continuos de aguas meteóricas contribuyeron a disminuir las concentraciones de iones del agua estancada del acuífero como lo demuestran las concentraciones de Cl, las cuales bajaron con el tiempo. Una dilución con un factor dos sube el pH en solamente 0.3 unidades. Sin embargo, en menos de diez años el pH de los SP se estabilizó desde un valor de 0.56 hasta un valor de seis-siete, debido a la interacción agua-roca extrema dentro de este cuerpo de agua semi-cerrado.

Figura IV.3: Lago 1983



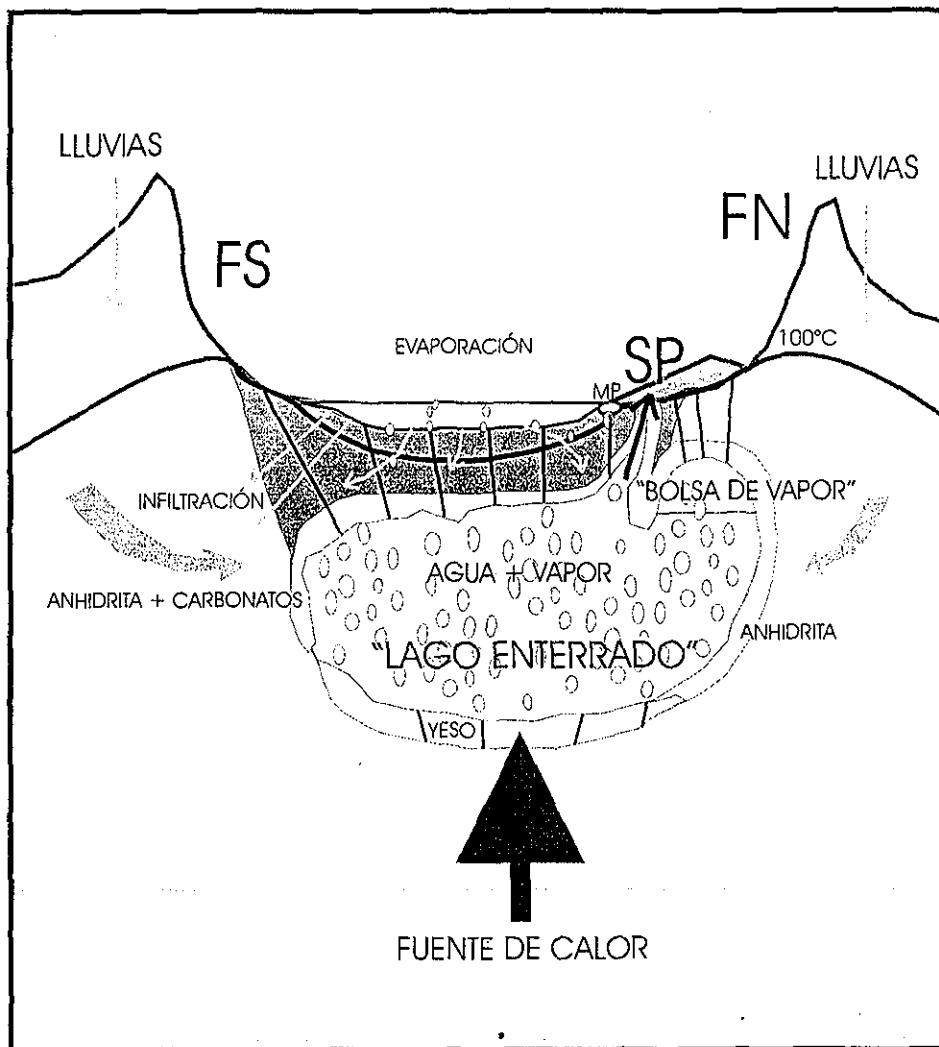
TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

Figura IV.4a



TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

Figura IV.4b



TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

- El volumen del "lago enterrado"

Unos cálculos sencillos nos pueden dar una idea sobre el tamaño del "lago enterrado". La superficie del lago de 1983 era aproximadamente $16 \times 10^4 \text{ m}^2$ (Figura III.4). No existen datos exactos sobre la profundidad del lago de 1983 pero por las relaciones entre P y T en sistemas hidrotermales de ebullición se supone una profundidad variable entre 50 y 70 metros (Haas, 1971). Los cálculos indican un volumen aproximado de $2.7\text{-}3.7 \times 10^6 \text{ m}^3$. Este cuerpo de agua se diluyó durante los años en un factor de aproximadamente 4.5, medido en la Figura IV.2. El volumen total del agua en el sistema semi-cerrado debajo del cráter, "el lago enterrado", es de aproximadamente $12\text{-}17 \times 10^6 \text{ m}^3$.

La descarga promedio de los SP es alrededor de 10 kg/s. Durante los 20 años del sistema los SP descargaron una cantidad aproximada de agua de $6.3 \times 10^6 \text{ m}^3$. Tomando en cuenta el gran error en estos cálculos y el Cl existente en los SP actuales (5,000-6,000 mg/l), el volumen del "lago enterrado" calculado por dos métodos independientes es bastante confiable.

V.2.2 ¿Cómo funcionan los SP?: El modelo de "la bolsa de vapor"

Además de una dilución general de las aguas del "lago enterrado" se observaron cambios drásticos en las concentraciones de Cl del lago post-1983 en periodos cortos de algunos meses. Tales cambios ocurrieron por primera vez en 1985, el año en el cual se supone el nacimiento del sistema de SP (Armienta et al., 1995 y 2000). Se observó además en el campo, que los SP alternan periodos de descarga cero seguidos por periodos de descargas altas de un orden mayor a los 25 kg/s.

El modelo del "lago enterrado" puede explicar la disminución de la concentración de Cl los SP y el lago. Se observa una periodicidad en las variaciones de la concentración de Cl en el lago y se sugiere una periodicidad en la actividad de los SP relacionado a esto.

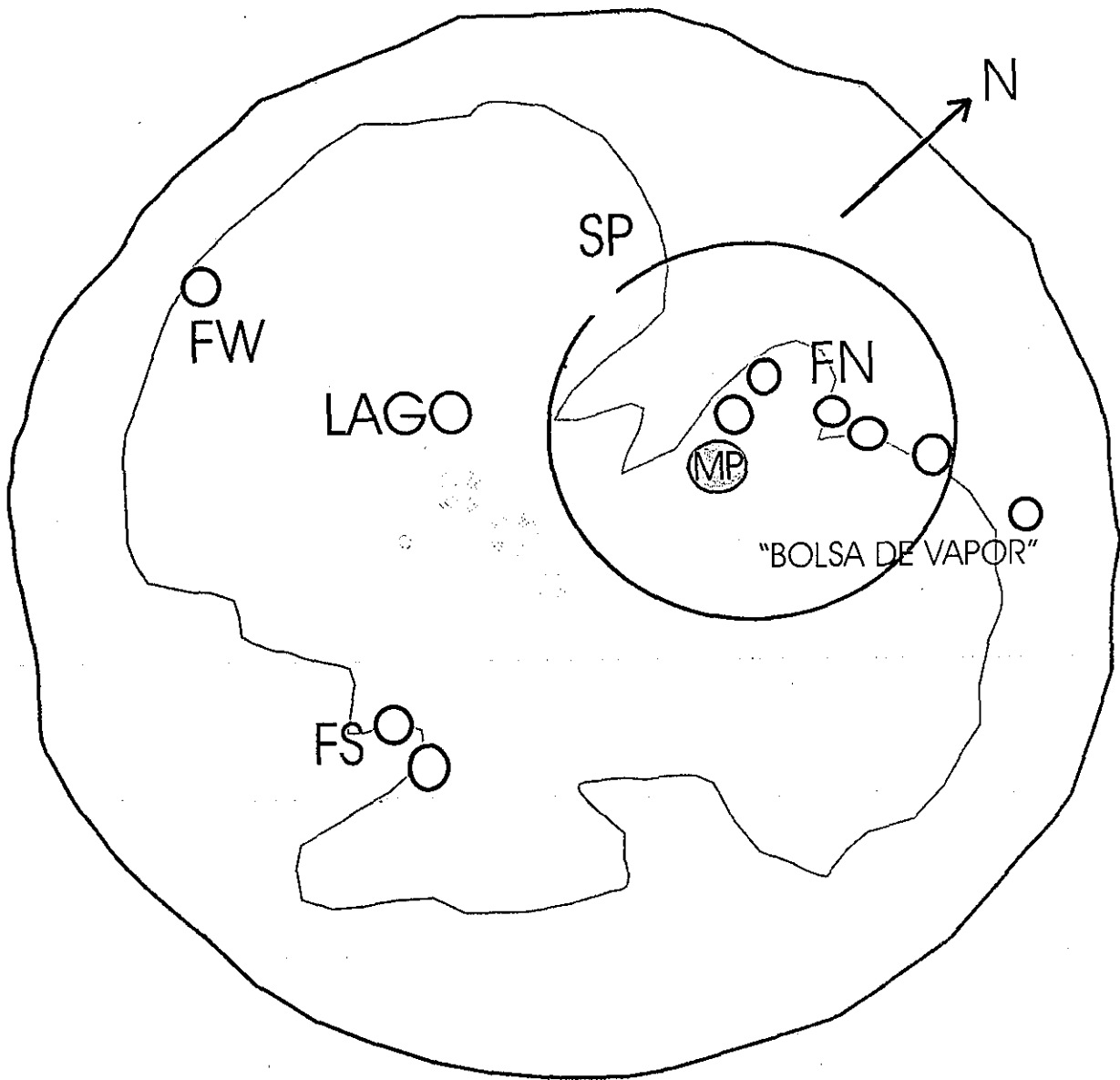
Las Figuras IV.4 presentan un modelo de tipo géiser llamado el modelo de la "Bolsa de Vapor".

La periodicidad que se observa en la química y actividad de los SP hace suponer que el sistema SP es un sistema de géiseres (Figura IV.1 y IV.5). La periodicidad de este géiser es mucho mayor a la observada en los geisers comunes de Islandia, Nueva Zelanda y Yellowstone, EEUU. Considerando los cambios en Cl del lago se observa que la periodicidad en la descarga del sistema de géiser de 1985 era de algunos meses y entonces la actividad de SP era muy dinámica. Observando la concentración de Cl en el lago de los últimos siete años, parece que la periodicidad larga se redujo de cuatro a dos años. En el periodo anterior a 1995 no existe regularidad en los datos.

La Figura IV.4a muestra la situación sin descarga de los SP. El campo de SP se convierte en un campo fumarólico con exhalaciones de vapor de agua y gases. En estos periodos el nivel del agua en el "lago enterrado" es bajo y el agua hirviendo en este cuerpo semi-cerrado libera su vapor en el campo fumarólico y en el campo de SP. En este caso los SP tienen una descarga de vapor puro.

Después de la infiltración de agua meteórica y del lago actual, el nivel de agua en el interior de la cámara del "lago enterrado" sube, hasta que se rellena todo el cuerpo externo a "la bolsa de vapor". En este trabajo se refiere con "bolsa de vapor" a una cámara semi-cerrada en el techo del "lago enterrado" situada debajo del campo fumarólico en la sección norte del cráter del Chichón (Figura IV.5). La ebullición del agua hirviendo y la exhalación de los gases hace que aumente la presión en "la bolsa de vapor", pero debido a las fallas existentes en los techos de la cámara de "la bolsa de vapor" el vapor y los gases escapan a través del campo fumarólico. No se observan cambios en la actividad fumarólica del Chichón, porque la exhalación de gases ocurre siempre desde el interior del sistema del "lago enterrado". El aumento de la presión en la "bolsa de vapor" genera una presión dirigida hacia abajo y por consiguiente una expulsión fuerte del agua de la cámara del "lago enterrado", a través de unos conductos abiertos hacia la superficie en el campo de SP. En estos periodos los SP están caracterizados por

Figura IV.5



TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

una descarga alta de agua rica en Cl, y esto resulta en una concentración mayor de Cl en el lago volcánico del Chichón. Este proceso de descarga de los SP sigue hasta que el nivel del agua dentro de la cámara del "lago enterrado" es bajo y el sistema se encuentra en un régimen de baja presión de vapor (Figura IV.4a). El sistema hidrotermal de escala pequeña, el "lago enterrado" ahora se encuentra en un régimen de presiones bajas y se rellena nuevamente con agua, lo que permite el reinicio del ciclo del géiser.

La periodicidad de la actividad de los géiseres disminuye probablemente después de la precipitación extensa de anhidrita y carbonatos que reducen progresivamente el volumen del "lago enterrado". La interacción agua-roca en este sistema profundo determina un aumento del pH que favorece la precipitación de los carbonatos; con el tiempo los conductos hacia los SP pueden taparse con carbonatos y provocar una disminución del volumen de la cámara del "lago enterrado".

No obstante que la contribución de gases magmáticos en el sistema vulcano-hidrotermal del Chichón es baja, existe una fuente de calor que permite que las aguas circulen debajo del cráter del Chichón.

V.3 Argumentos en contra del modelo del “lago enterrado de 1983”

Como el modelo del “lago enterrado de 1983” con su “bolsa de vapor” corresponde lo menos contradictoriamente con las observaciones en la geoquímica del sistema vulcano-hidrotermal del volcán, este modelo parece ser el más cercano a la realidad hasta la fecha.

Sin embargo existen unos argumentos en contra del modelo del “lago enterrado de 1983”, sobre todo argumentos físicos:

- La apariencia física de este “lago enterrado” es desconocida: ¿se tiene que interpretar el “lago enterrado” como una cámara hueca debajo del cráter del Chichón o como acuífero con una permeabilidad grande? Cálculos físicos de la mecánica del sistema cratérico puede resolver este problema.
- Una desgasificación continua sugiere un tremor continuo y regular. Durante las campañas sísmicas que se han hecho en El Chichón últimamente (enero 2001, por el Dr. Javier Pacheco) no se han observado una actividad sísmica continua y regular. Desafortunadamente no existen muchos datos sísmicos para el volcán Chichón.

El modelo del “lago enterrado de 1983” y su “bolsa de vapor” es un modelo preliminar que puede abrir la discusión sobre la naturaleza del sistema vulcano-hidrotermal del Chichón.

V.4 El complejo sistema vulcano-hidrotermal del Chichón

Los modelos del “lago enterrado” y de “la bolsa de vapor” ofrecen una vista en el comportamiento del sistema vulcano-hidrotermal del Chichón. Sin embargo, el sistema es más complicado.

Se observa que las aguas termales de AC al noreste del cráter contienen Cl en concentraciones elevadas hasta >2,000 mg/l. Estos manantiales permanecieron estables desde antes de las erupciones de 1982. La isotopía de tritio indica que estas aguas termales son más viejas, sugiriendo que provienen de un acuífero

más profundo y viejo (ver III.6.3). La isotopía con su afinación meteórica de AC también difiere de las aguas termales dentro del cráter. Tomando en cuenta los factores de dilución por agua meteórica durante muchos años se sugiere que el acuífero más viejo y estable puede contener Cl hasta concentraciones de >10000 mg/l. Tales concentraciones altas de Cl como las encontradas en las aguas subterráneas del Chichón también se miden en aguas de formaciones en zonas petroleras (Egeberg y Aagaard, 1989). La influencia de una salmuera petrolera que proviene de la disolución de domos salinos en la zona del Chichón puede explicar la cantidad de Cl en las AC (Egeberg y Aagaard, 1989; y Motyka et al., 1989). Tal acuífero profundo y salado también podría contribuir a las aguas dentro del cráter. Sin embargo no existen motivos suficientes para sugerir una conexión directa del sistema vulcano-hidrotermal dentro del cráter, ni con AC, ni con una salmuera petrolera.

La dilución del cuerpo de agua del "lago enterrado" no ocurre sistemáticamente. Los fluidos hidrotermales debajo del cráter del Chichón circulan dependiendo de regímenes de presiones diferentes en una escala pequeña. Las aguas del lago se infiltran desde las porciones inferiores del lago. Parte del agua del lago actual con Cl regresa a su fuente, el "lago enterrado", reciclando el Cl en el mismo sistema. Otras cantidades de agua del lago se infiltran pero no contribuyen al aumento del agua del "lago enterrado". El porcentaje de agua del lago que regresa a su origen diluyendo el agua del "lago enterrado" se desconoce. Un estudio sofisticado con trazadores orgánicos o tritio podría resolver este problema en el futuro. La circulación de las aguas entre el "lago enterrado", los SP y el lago es muy poco controlable.

Las Aguas Rojas son aguas exóticas y muy poco comunes y no son parte del sistema vulcano-hidrotermal del Chichón (ver III.5.1).

V.5 La actividad futura del volcán Chichón

Siguiendo la tendencia de dilución de las aguas del "lago enterrado" es probable que los SP descarguen aguas con concentraciones menores de Cl en los años 2004-2008 (Figura IV.2). Dado la disminución de la periodicidad del sistema de los géiseres SP con el tiempo, se espera una descarga continua de los SP en el futuro. De todos modos el sistema vulcano-hidrotermal del Chichón siempre será saturado en agua debido a las lluvias fuerte en esta zona. Es posible que ocurran descargas de agua desde las fumarolas actuales, si desaparece la "bolsa de vapor". No existen datos suficientes para inferir que la periodicidad de los SP disminuya con el tiempo.

Los modelos del "lago enterrado" y "la bolsa de vapor" en el interior de un complicado sistema vulcano-hidrotermal, indican que la actividad volcánica del volcán no representa mucho peligro con vista a erupciones explosivas de tipo pliniano en un futuro cercano. Sin embargo, la precipitación de anhídrita y carbonatos que ocurre en el "lago enterrado" y en los conductos del sistema de SP puede taponar el sistema lentamente y causar un aumento de presión debajo del cráter ocasionando explosiones hidrotermales de magnitudes considerables.

El crecimiento de un domo sería el principal indicador para una actividad más peligrosa. El magma, que ahora represente solamente la fuente de calor que hace circular los fluidos en la situación actual, puede expulsar un domo en el futuro, probablemente en el campo de SP, como éste muestra la actividad hidrotermal más intensa dentro del cráter.

Con base en este estudio, el volcán Chichón parece más un sistema hidrotermal joven y activo que un volcán que hizo erupción de manera tan violenta hace apenas 20 años. Este estudio completo aprueba que El Chichón es un volcán único en el mundo.

VI. CONCLUSIONES

El volcán Chichón es único en el mundo: en su cráter se encuentra un lago que cambia en volumen y química de modo extremadamente rápido, existen pozos hirviendo dentro del cráter con un pH neutral que tiene una descarga variable hacia el lago y las fumarolas en el cráter reflejan una contribución magmática importante. Todo esto se observa después de una serie de erupciones muy explosivas hace solamente 20 años.

Por medio de una investigación geoquímica intensa se resolvieron unos problemas importantes para el sistema vulcano-hidrotermal del Chichón.

1. El dinámico comportamiento del lago volcánico del Chichón fue estudiado en detalle:
 - a. La superficie y el volumen del lago fue estimado por medio de técnicas fotográficas. Se entendió el carácter dinámico del lago cuantitativamente, utilizando ecuaciones de balance de masa. Estos cálculos detallaron los procesos de precipitación, infiltración, evaporación y descarga de los pozos neutrales dentro del cráter.
 - b. En la química se observaron cambios drásticos en el tiempo, sobre todo en la concentración de Cl en el lago. Durante los 20 años de la existencia del lago la concentración de Cl del lago generalmente bajó por medio de procesos de dilución.
 - c. En los cálculos del "modelo de caja" se cuantificaron los cambios en la concentración de Cl, resultando en el entendimiento del carácter dinámico del lago.
 - d. Estos métodos son sencillos y preliminares y sería interesante de aplicarlos en otros lagos volcánicos en el mundo para justificarlos y entenderlos mejor en un futuro.

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

2. El Chichón tiene un sistema vulcano-hidrotermal joven en su edificio con muchas manifestaciones de esto en su cráter.
 - a. La contribución pluvial en las aguas termales del Chichón es muy grande, aunque los gases fumarólicos muestran una contribución magmática importante.
 - b. Hasta la fecha, los valores de los isótopos de He son los más altos medidos en México y sugiere una contribución directa del manto dentro de una tectónica complicada.
3. Por medio de geoquímica, isotopía y geotermometría se propuso un modelo para el sistema vulcano-hidrotermal debajo del cráter. Este modelo es lo menos controversial con nuestras observaciones, pero también sirve para abrir la discusión:
 - a. Se sugiere un cuerpo de agua semi-cerrado en ebullición, siendo el "lago enterrado de 1983". Esta cámara de agua tiene una geometría especial con una "bolsa de vapor" que explica la actividad variable de tipo géiser de los manantiales salados dentro del cráter (SP).
 - b. Dentro de este sistema una fuente de calor somera hace circular las aguas meteóricas, las aguas recicladas del lago y una cantidad desconocida de agua magmática.
4. El volcán Chichón actual tiene un sistema vulcano-hidrotermal joven y activo bajo su cráter. Como después de 20 todavía no ha crecido un domo en el cráter, no existe peligro que el volcán hará una erupción magmática explosiva en un futuro cercano. Sin embargo, explosiones hidrotermales de magnitud considerable pueden ocurrir.

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

REFERENCIAS

- Adams, E.E., Cosler, D.J., and Helfrich, K.R., 1990. Evaporation From Heated Water Bodies; Predicting Combined Forced Plus Free Convection. *Water Resources Res.*, Vol. 26, No. 3, pp. 425-435.
- Armienta, M. A., and De la Cruz-Reyna, S., 1995. Some hydro-geochemical fluctuations observed in Mexico related to volcanic activity. *Applied geochemistry*, Vol. 10, pp. 215-227.
- Armienta, M.A., De la Cruz-Reyna, S., and Macías, J.L., 2000. Chemical characteristics of the crater lakes of Popocatepetl, El Chichón, and Nevado de Toluca volcanoes, Mexico. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 97, 105-125.
- Brantley, S.L., Borgia, A., Rowe, G., Fernández, J.F., Reynolds, J.R., 1987. Poás volcano crater lake acts as a condenser for acid metal-rich brine. *Nature*, Vol. 330, pp. 470-472.
- Carey, S.N., and Sigurdsson, H., 1986. The 1982 eruptions of El Chichón volcano, Mexico (2): observations and numerical modeling of tephra fall distribution. *Bull. Volcanol.*, Vol. 48, pp. 127-141.
- Carey, S., Sigurdsson, H., Rubin, M., Tilling, R., and Duffield, W., 1983. Eruptive Activity at El Chichón Volcano, Mexico, During the Past 2000 Years. *EOS*, Vol. 64, NO. 45, p. 893.
- Casadevall, T.J., De la Cruz-Reyna, S., Rose Jr., W.I., Bagley, S., Finnegan, D.L., and Zoller, W.H., 1984. Crater lake and post-eruption hidrothermal activity, El Chichón volcano, Mexico. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 23, 169-191.
- Christenson, B.W., 2000. Geochemistry of fluids associated with the 1995-1996 eruption of Mt. Ruapehu, New Zealand: signatures and processes in the magmatic-hydrothermal system. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 97, 1-30.
- Christenson, B.W., 1994. Convection and stratification in Ruapehu Crater Lake, New Zealand: implications for Lake Nyos-type gas release eruptions. *Geochem. J.* 28, 185-197.

- Christenson, B.W., and Wood, C.P., 1993. Evolution of a vent-hosted hydrothermal system beneath Ruapehu Crater Lake, New Zealand. *Bull. Volcanol.* 55, 547-565.
- Craig, H., and Gordon, L.I., 1965. Deuterium and oxygen 18 variations in the ocean and the marine atmosphere. *Stable isotopes in oceanographic studies and paleotemperatures. Spoleto Conferences in Nuclear Geology.* CNR, Lab. Geologia Nucleare, Pisa, Italy, pp. 1-130.
- D'Amore, F., and Panichi, C., 1980. Evaluation of deep temperatures by a new gas geothermometer. *Geochim. et Cosmochim. Acta*, Vol. 44, pp. 549-556.
- Delmelle, P., and Bernard, A., 1994. Geochemistry, mineralogy, and chemical modeling of the acid crater lake of Kawah Ijen Volcano, Indonesia. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, Vol. 58, No. 11, pp. 2445-2460.
- Delmelle, P., Bernard, A., 2000. Downstream composition changes of acidic volcanic waters discharged into the Banyupahit stream, Ijen caldera, Indonesia. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 97, 55-75.
- Delmelle, P., Bernard, A., Kusakabe, M., Fischer, T.P., Takano, B., 2000. Geochemistry of the magmatic-hydrothermal system of Kawah Ijen volcano, East Java, Indonesia. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 97, 31-53.
- Delmelle, P., Kusakabe, M., Bernard, A., Fischer, T., de Brouwer, S., del Mundo, E., 1998. Geochemical and isotopic evidence for seawater contamination of the hydrothermal system of Taal volcano, Luzon, the Philippines. *Bull. Volcanol.* 59, 562-576.
- Duffield, W.A., Tilling, R.I., and Canul, R., 1984. Geology of El Chichón Volcano, Chiapas, Mexico. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, Vol. 20, pp.117-132.
- Egeberg, P.K., and Aagaard, P., 1989. Origin and evolution of formation waters from oil fields on the Norwegian shelf. *Appl. Geochem.*, Vol. 4, pp. 131-142.
- Espíndola, J., Macías, J.L., Tilling, R.I., and Sheridan, M.F., 2000. Volcanic history of El Chichón Volcano (Chiapas, Mexico) during the Holocene, and its impact on human activity. *Bull. Volcanol.*, Vol. 62, pp. 90-104.

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

- Fontes, J.-Ch., 1980. Environmental isotopes in groundwater hydrology. In: Fritz, P., Fontes, J.-Ch. (Eds.), Handbook of Environmental Isotope Geochemistry, The Terrestrial Environment, 1A. Elsevier, Amsterdam, pp. 75-140.
- Fournier, R.O., 1985. The behaviour of silica in hydrothermal solutions. In: Berger, B.R., Bethke, P.M. (Eds.), Geology and Geochemistry of Epithermal Systems. Rev. Econ. Geol., Vol. 2, pp. 45-59.
- Fournier, R.O., and Truesdell, A.H., 1973. An empirical Na-K-Ca geothermometer for natural waters. Geochim. et Cosmochim. Acta, Vol. 37, pp. 1255-1275.
- Giggenbach, W.F., 1974. The chemistry of Crater Lake, Mt Ruapehu (New Zealand) during and after the 1971 active period. New Zealand Journal of Sciences 17, 33-45.
- Giggenbach, W.F., 1975. A simple method for the collection and analysis of volcanic gas samples. Bull. Volcanol., Vol. 39, pp. 132-145.
- Giggenbach, W.F., 1987. Redox processes governing the chemistry of fumarolic gas discharges from White Island, New Zealand. Appl. Geochem., Vol. 2, pp. 143-161.
- Giggenbach, W.F., 1988. Geothermal solute equilibria. Derivation of Na-K-Mg-Ca geothermometers. Geochim. et Cosmochim. Acta, Vol. 52, pp. 2749-2765.
- Giggenbach, W.F., 1991. Chemical techniques in geothermal exploration. Applications of geochemistry in geothermal reservoir development, series of technical guides on the use of geothermal energy, by Franco D'Amore, pp. 119-142.
- Giggenbach, W.F., 1992a. The composition of gases in geothermal and volcanic systems as a function of tectonic setting. Water-Rock Interaction, pp. 873-878.
- Giggenbach, W.F., 1992b. Isotopic shift in waters from geothermal and volcanic systems along convergent plate boundaries and their origin. Earth Planet Sci Lett, Vol. 113, pp. 495-510.

- Giggenbach, W.F., 1997a. The Origin and Evolution of Fluids in Magmatic-Hydrothermal Systems. *Geochemistry of Hydrothermal Ore Deposits*, 3th edition, ed. By Hubert L. Barnes, John Wiley & Sons, Inc., pp. 737-796.
- Giggenbach, W.F., 1997b. Relative importance of thermodynamic and kinetic processes in governing the chemical and isotopic composition of carbon gases in high-heatflow sedimentary basins. *Geochim. et Cosmochimica Acta*, Vol. 61, No. 17, pp. 3763-3785.
- Giggenbach, W.F., Glover, R.B., 1975. The use of chemical indicators in the surveillance of volcanic activity affecting the Crater Lake on Mt Ruapehu, New Zealand. *Bull. Volcanol.* 39, 70-81.
- Giggenbach, W.F., and Goguel, R.L., 1989. Collection and analysis of geothermal and volcanic water and gas discharges. New Zealand DSIR Chem. Div. Rep., No. 2407, pp. 1-88.
- Goff, F., and McMurtry, G.M., 2000. Tritium and stable isotopes of magmatic waters. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 97, 347-396.
- Guzmán-Speziale, M., Pennington, W.D., and Matumoto, T., 1989. The triple junction of the North America, Cocos, and Caribbean plates: Seismicity and Tectonics. *Tectonics*, Vol. 8, NO. 5, pp. 981-997.
- Haas, J.L., 1971. The effect of salinity on maximum thermal gradient of hydrothermal system at hydrostatic pressure. *Econ. Geol.*, Vol. 66, pp. 940-946.
- Havskov, J., Singh, S.K., and Novelo, D., 1983. Geometry of the Benioff zone in the Tehuantepec area in Southern Mexico. *Geofis. Int.*, Vol. 21-4, pp. 325-330.
- Henley, R.W., Truesdell, A.H., and Barton, Jr., P.B., 1984. Fluid-mineral equilibria in hydrothermal systems. *Reviews in Economic geology*, Series Editor : Robertson, J.M., Society of economic geologists, Vol. 1, pp. 267.
- Hurst, A.W., Bibby, H.M., Scott, B.J., and McGuinness, M.J., 1991. The heat source of Ruapehu Crater Lake ; deductions from the energy and mass balances. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, Vol. 46, pp. 1-20.
- Inbar, M., Reyes Enriquez, A., and Graniel Graniel, J.H., 2001. Morphological changes and erosion processes following the 1982 eruption of El Chichón

- volcano, Chiapas, Mexico. Géomorphologie: relief, processus, environment, No. 3, pp. 175-184.
- Luhr, J.F., Carmichael, I.S.E., and Varekamp, J.C., 1984. The 1982 eruptions of El Chichón volcano, Chiapas, México: Mineralogy and petrology of the anhydrite-bearing pumices. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, Vol. 23, pp. 69-108.
 - Macías, J.L., Espíndola J.M., Bursik, M., and Sheridan, M.F., 1998. Development of lithic-breccias in the 1982 pyroclastic flow deposits of El Chichón Volcano, Mexico. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, Vol. 83, pp. 173-196.
 - Macías, J.L., Sheridan, M.F., and Espíndola, J.M., 1997. Reappraisal of the 1982 eruptions of El Chichón Volcano, Chiapas, Mexico : new data from proximal deposits. *Bull. Volcanol.*, Vol. 58, pp. 459-471.
 - Martínez, M., Fernández, E., Valdés, J., Barboza, V., Van der Laat, R., Duarte, E., Malavassi, E., Sandoval, L., Barquero, J., Marino, T., 2000. Chemical evolution and volcanic activity of the active crater lake of Poás volcano, Costa Rica, 1993-1997. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 97, 127-141.
 - Matson, M., 1984. The 1982 El Chichón volcano eruptions – A satellite perspective. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, Vol. 23, pp. 1-10.
 - Matsuo, S., Suzuki, M., Mizutani, Y., 1978. Nitrogen to argon ratio in volcanic gases. *Advances Earth Planet Sci.*, Vol. 3, pp. 17-25.
 - McGee, J.J., and Tilling, R.I., 1983. 1982 and Pre-1982 Magmatic Products of El Chichón Volcano, Chiapas, Mexico. *EOS*, Vol. 64, NO. 45, p. 893.
 - Medina-Martínez, F., 1986. Análisis de las columnas eruptivas del volcán Chichón marzo-abril, 1982. Velocidad de salida, presión de la cámara magmática y energía cinética asociada. *Geof. Int.*, Vol. 25-1, pp. 233-249.
 - Medina, F., Gonzalez-Moran, T., and Gonzalez, L., 1990. Gravity and Seismicity Analyses of the El Chichón Volcano, Chiapas, Mexico. *Pageoph.*, Vol. 133, NO. 1, pp. 1-17.
 - Motyka, R.J., Poreda, R.J., Jeffrey, A.W.A., 1989. Geochemistry, isotopic composition, and origin of fluids emanating from mud volcanoes in the Copper River basin, Alaska. *Geochim. et Cosmochim. Acta*, Vol. 53, pp. 29-41.

- Ohmoto, H., 1986. Stable isotope geochemistry of ore deposits. In: Valley JW et al. (eds) Stable Isotopes in high temperature geological processes. Rev. Mineral. , Vol. 16, pp. 491-560.
- Ponce, L., Gaulon, R., Suárez, G., and Lomas, E., 1992. Geometry and state of stress of the downgoing Cocos Plate in the Isthmus of Tehuantepec, Mexico. Geophys. Res. Lett., Vol. 19, NO. 8, pp. 773-776.
- Reed, M.H., 1982. Calculation of multicomponent chemical equilibria and reaction processes in systems involving minerals, gas and aqueous phase. Geochim. et Cosmochim. Acta, Vol. 46, pp. 513-528.
- Rose, W.I., Bornhorst, T.J., Halsor, S.P., Capaul, W.A., Plumley, P.S., de la Cruz-Reyna, S., Mena, M., and Mota, R., 1984. Volcán El Chichón, México: pre-1982 S-rich eruptive activity. J. Volcanol. Geotherm. Res., Vol. 23, pp. 147-167.
- Rowe Jr., G.L., Brantley, S.L., Fernandez, J.F., and Borgia, A., 1995. The chemical and hydrologic structure of Poás Volcano, Costa Rica. J. Volcanol. Geotherm. Res. 64, 233-267.
- Rowe Jr., G.L., Brantley, S.L., Fernandez, M., Fernandez, J.F., Borgia, A., Barquero, J., 1992. Fluid-volcano interaction in an active stratovolcano: the crater lake system of Poás volcano, Costa Rica. J. Volcanol. Geotherm. Res. 49, 23-51.
- Rowe Jr., G.L., Ohsawa, S., Takano, B., Brantley, S.L., Fernandez, J.F., and Barquero, J., 1992. Using Crater Lake chemistry to predict volcanic activity at Poás Volcano, Costa Rica. Bull. Volcanol. 54, 494-503.
- Rye, R.O., Luhr, J.F., and Wasserman, M.D., 1984. Sulfur and oxygen isotopic systematics of El Chichón volcano, Chiapas, Mexico. J. Volcanol. Geotherm. Res. 23, 109-123.
- Secretaría de Recursos Hidráulicos, 1976. Atlas de Agua de la República Mexicana. pp. 253.

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

- Sigurdsson, H., Carey, S.N., and Espíndola, J.M., 1984. The 1982 eruptions of El Chichón volcano, Mexico: Stratigraphy of pyroclastic deposits. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, Vol. 23, pp. 11-37.
- Sigurdsson, H., Carey, S.N., and Fisher, R.V., 1987. The 1982 eruptions of El Chichón volcano, Mexico (3) : Physical properties of pyroclastic surges. *Bull. Volcanol.*, Vol. 49, pp. 467-488.
- Spycher, N.F., and Reed, M.H., 1990. Users Guide for : CHILLER : A program for Computing Water-Rock Reactions, Boiling, Mixing and Other reaction Processes in Aqueous-Mineral-Gas Systems. Revised Edition, Department of Geological Sciences, University of Oregon, Eugene, Oregon 97403, pp.
- Sriwana, T., van Bergen, M.J., Varekamp, J.C., Sumarti, S., Takano, B., van Os, B.J.H., Leng, M.J., 2000. Geochemistry of the Kawah Putih lake, Patuha volcano, West Java, Indonesia. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 97, 77-104.
- Taran, Y.A., 1986. Gas geothermometers for hydrothermal systems. *Geotherm. Int.* , Vol. 2, pp. 111-126.
- Taran, Y.A., 1988. Geochemistry of geothermal gases. Nauka, Moscow, pp. 1-170 (in Russian).
- Taran, Y.A., Pokrovsky, B.G., Dubik, Y.M., 1989. Isotopic composition and origin of water from andesitic magma. *Dokl. (Trans) Ac Sci USSR* 304, pp. 440-443.
- Taran, Y.A., Connor, C.B., Shapar, V.N., Ovsyannikov, A.A., Bilichenko, A.A., 1997. Fumarolic activity of Avachinsky and Koryaksky volcanoes, Kamchatka, from 1993 to 1994. *Bull. Volcanol.*, Vol. 528, pp. 441-448.
- Taran, Y., Fischer, T.P., Pokrovsky, B., Sano, Y., Armienta, M.A., and Macías, J.L., 1998. Geochemistry of the volcano-hydrothermal system of El Chichón Volcano, Chiapas, Mexico. *Bull. Volcanol.* 60, 436-449.
- Taran, Y.A., Torokhov, P.V., Pokrovsky, B.G., Shabayeva, I.Y., 1992. Isotopic composition og mineral precipitates and free gas associated with hydrothermal vents of Piip submarine volcano, Bering Sea. *Geochem. J.*, Vol. 26, pp. 291-297.

- Tilling, R.I., Rubin, M., Sigurdsson, H., Carey, S., Duffield, W.A., and Rose, W., 1984. Holocene Eruptive Activity of El Chichón Volcano, Chiapas, Mexico. *Science*, Vol. 224, pp. 747-749.
- Treuhaft, R.N., Lowe, S.T., Zuffada, C., and Chao, Y., 2001. 2-cm GPS altimetry over Crater Lake. *Geophys. Res. Lett.*, Vol. 22, NO. 23, pp. 4343-4346.
- Uyeda, S., 1982. Comparative Subductology, Episodes, Vol. 1983, NO. 2.
- Uyeda, S., and Kanamori, 1979. H., Back-Arc Opening and the Mode of Subduction. *J. Geophys. Res.*, Vol. 84, NO. B3.
- Varekamp, J.C., Luhr, J.F., and Presteggaard, K.L., 1984. The 1982 eruptions of El Chichón Volcano (Chiapas, Mexico): Character of the eruptions, ash-faall deposits, and gasphase. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, Vol. 23, pp. 39-68.
- Weintraub, B., 1982. The Disaster of El Chichón. *Nat. Geograph.*, Vol. 162, pp. 654-684.
- Yokoyama, I., de la Cruz-Reyna, S., and Espíndola, J.M., 1992. Energy partition in the 1982 eruption of El Chichón volcano, Chiapas, México. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, Vol. 51, pp. 1-21.
- Zúñiga, F.R., and Díaz, L.E., 1994. Coda attenuation in the area of El Chichón volcano, Chiapas, Mexico. *Tectonophysics*, Vol. 234, pp. 247-258.