

UNIVERSIDAD NACIONAL AUTONOMA DE MEXICO
FACULTAD DE CIENCIAS

00364

20

ANALISIS ESTRUCTURAL Y APORTES AL CONOCIMIENTO VOLCANICO
EN LA SIERRA DE LA PRIMAVERA, JAL.

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

T E S I S
QUE PARA OPTAR POR EL GRADO DE:
MAESTRA EN CIENCIAS (GEOLOGIA)
P R E S E N T A
AIDA LOPEZ HERNANDEZ

1991



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 está 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.

CONTENIDO

	PAGINA
RESUMEN	1
I. INTRODUCCION	2
1. GENERALIDADES	2
2. CARACTERISTICAS VOLCANO-TECTONICAS REGIONALES	4
II. ESTADO ACTUAL DEL CONOCIMIENTO EN LA SIERRA DE LA PRIMAVERA	9
1. SECUENCIA PRE-PRIMAVERA	9
2. SECUENCIA DE EVENTOS VOCANICOS EN LA CALDERA	14
A) LAVAS PRECALDERICAS	14
B) ERUPCION IGNIMBRITICAS	15
C) SEDIMENTOS LACUSTRES	17
D) PRIMERA ETAPA DE DOMOS ANULARES	18
E) SEGUNDA ETAPA DE DOMOS ANULARES	18
F) LEVANTAMIENTO	19
G) DOMOS DEL ANILLO SUR	19
3. SISTEMAS DE FRACTURAMIENTO	20
A) FALLA ANILLO CALDERICO	20
B) FALLA RIO CALIENTE	20
C) FALLA NEJAHUETE	20
D) FALLA LA GOTERA	21
III. ANALISIS MICROESTRUCTURAL	21
1. INTRODUCCION	21
2. METODOLOGIA	26
3. INTERPRETACION DE LA DIRECCION DE LOS ESFUERZOS	31
4. GENESIS DE LOS ESFUERZOS	37
5. PENETRABILIDAD DE LAS ESTRUCTURAS	41

	PAGINA
IV. ESTUDIO DE LA SECUENCIA VOLCANO-SEDIMENTARIA	42
1. INTRODUCCION	42
2. METODOLOGIA	42
3. GENERALIDADES SOBRE LA DEPOSITACION Y LA ACTIVIDAD VOLCANICA	44
4. INTERPRETACION DE LA SECUENCIA VOLCANO-SEDIMENTARIA	44
A) UNIDAD A (TOBA TALA)	45
B) UNIDAD B (SECUENCIA LACUSTRE)	47
C) UNIDAD C (DEPOSITOS FLUVIALES Y DE CAIDA AEREA)	50
D) UNIDAD D (ABANICOS ALUVIALES)	50
5. ACTIVIDAD VOLCANICA EN LA ZONA DE PLANILLAS	51
6. HISTORIA VOLCANICA DEL AREA	52
V. CONCLUSIONES	59
BIBLIOGRAFIA	63
ANEXO:	
DESCRIPCION DE LAS SECCIONES ESTRATIGRAFICAS	67
A) SECCION I-I'	67
B) SECCION II-II'	71
C) SECCION III-III'	75

FIGURAS

	PAGINA
1. LOCALIZACION DEL AREA DE ESTUDIO	3
2. MAPA GENERALIZADO DE MEXICO Y RASGOS TECTONICOS PRINCIPALES DE LA ZONA DEL OCEANO PACIFICO ORIENTAL	6
3. LOCALIZACION DE LA SIERRA DE LA PRIMAVERA (SLP) EN EL SECTOR OESTE DEL CINTURON VOLCANICO MEXICANO	7
4. MAPA GEOLOGICO DE LA PRIMAVERA, JAL. MODIF. DE MAHOOD	11
5. CRACTERISTICAS GENERALES DEL POZO PR-9	13
6. MAPA GEOLOGICO-ESTRUCTURAL DE LA PRIMAVERA, JAL.	22
7. SECCION GEOLOGICA REGIONAL	23
8. MAPA GEOLOGICO A DETALLE DE LA ZONA DE CERRITOS COLORADOS, LA PRIMAVERA, JAL.	24
9. SECCION GEOLOGICA DE LA ZONA DE CERRITOS COLORADOS	25
10. EJEMPLO DEL TRATAMIENTO DE DATOS ESTRUCTURALES	27
11. EJES DE ESFUERZO PRINCIPAL EN LA PRIMAVERA, JAL.	32
12. TRAYECTORIA DE LOS ESFUERZOS PRINCIPALES EN LA ZONA CENTRO SUR DE LA PRIMAVERA, JAL.	33
13. PERFILES CON LA TRAYECTORIA DE LOS ESFUERZOS PRINCIPALES EN LA ZONA CENTRO SUR DE LA PRIMAVERA, JAL.	34
14. DIAGRAMA DE DENSIDAD DE POLOS QUE MUESTRA LA ORIENTACION DE FALLAS Y FRACTURAS EN LA PRIMAVERA, JAL.	35
15. ANOMALIA DE BOUGUER REGIONAL (TOMADO DE JICA, 1989)	38
16. ANOMALIA DE BOUGUER LOCAL (TOMADO DE JICA, 1989)	39
17. BLOQUES Y ESTRUCTURAS PRINCIPALES EN LA PORCION OESTE DEL EJE NEOVOLCANICO	40
18. UBICACION DE LAS ESTACIONES ESTRATIGRAFICAS Y TRAZO DE LAS SECCIONES	43
19. DESCRIPCION DETALLADA DE LA COLUMNA ESTRATIGRAFICA TIPO	46

20. SECUENCIA DE EVENTOS VOLCANICOS EN LA CALDERA DE LA PRIMAVERA	53
A. VOLCANISMO RIOLITICO PRECALDERICO	53
B. ABOMBAMIENTO E INICIO DE ERUPCION DE LA TOBA TALA	53
C. ERUPCION DE LA TOBA TALA ACOMPAÑADA DE SUBSIDENCIA	55
D. DEPOSITACION EN LA CUENCA LACUSTRE	55
E. PRIMERA ETAPA DE DOMOS POSTCALDERICOS Y ACUMULACION DE POMEZ GIGANTE	56
F. SEGUNDA ETAPA DE DOMOS POSTCALDERICOS	56
G. LEVANTAMIENTO DE LA ZONA CENTRAL	58
H. EXPLOSION DEL DOMO DE PLANILLAS Y ACTIVIDAD EN EL ARCO DE DOMOS SUR	58
I. ETAPA DE FUMAROLIZACION	60
ANEXO	
A1. SECCION I-I' (NW-SE)	68
A2. SECCION II-II' (SW-NE)	72
A3. SECCION III-III' (N-S)	76

T A B L A S

1. SISTEMAS CONJUGADOS. ZONA CERRITOS-LA AZUFREIRA	28
--	----

RESUMEN

La Sierra de La Primavera se encuentra en una región tectónicamente activa, su emplazamiento se debe a la presencia de importantes zonas de debilidad que se asocian con la intersección de tres rasgos estructurales importantes: Graben de Tepic-Zacoalco, Graben de Chapala y Graben de Colima.

Desde el punto de vista volcánico la Sierra esta formada por la acumulación de domos y productos piroclásticos de composición riolítica que pertenecen a la serie de los alcalinos. La emisión de estos materiales se relaciona con la evolución de una caldera resurgente, tal como fue presentada en el modelo de Smith y Bailey. La única diferencia notoria es la magnitud de la fase resurgente, la cual es de poca importancia en comparación con el modelo antes mencionado. Actualmente este centro de emisión se encuentra en la etapa final de fumarolización, pero no por ello se descarta que la actividad eruptiva pudiera reactivarse en cualquier momento, dando lugar a un nuevo ciclo caldérico, debido principalmente a que los productos más recientes (<30000 años) podrían corresponder a una realimentación de la cámara magnética.

El sistema de fallas que se observa en la zona de la caldera es ajeno a las tendencias regionales, por lo tanto se considera que fue originado por procesos magnéticos. Por lo general la magnitud de los desplazamientos es muy pequeña (7-5m); sus longitudes son muy cortas, no rebasan los límites de la caldera; lo anterior implica que la penetrabilidad de estas estructuras es muy reducida según se comprobó con la perforación de pozos profundos. Asimismo existen fallas de mayor magnitud posiblemente formadas por eventos regionales y que solo pueden ser observadas en la configuración de la anomalía de Bouguer, lo anterior indica que el evento distensivo que las generó fue previo a la actividad volcánica en La Primavera.

La secuencia que se depositó en el área ocupada por un lago intracaldérico, fue dividida en tres paquetes que permitieron interpretar a grandes rasgos la evolución de la cuenca. El primero, refleja un depósito en un medio lacustre, está formado principalmente por arcillas, únicamente interrumpido por la acumulación de un horizonte de pómez gigante que se formó por el desprendimiento de la corteza de los domos que se emplazaron cuando la cuenca estuvo en su apogeo. Al fin de este depósito se observa un horizonte de transición formado por la intercalación de sedimentos lacustres y aluviales que implica el fin de la cuenca y marca el inicio del levantamiento.

El segundo paquete constituido por productos piroclásticos aéreos acompañados por depósitos fluviales indica que posteriormente a la desaparición del lago, se reinició la emisión de material de tipo explosivo, asociado al emplazamiento de los domos más recientes, fenómeno posiblemente relacionado con la última realimentación a la cámara magnética.

Finalmente la unidad más reciente, constituida por extensos abanicos aluviales, se generó por la rápida erosión de las partes que fueron levantadas, cuando ya la actividad volcánica había cesado por completo.

El Área de Las Planillas localizada al sur de la estructura caldérica de La Primavera, forma parte de un anillo de domos que probablemente fueron emitidos a partir de una falla anular paralela al colapso. Su evolución resultó ser más compleja de lo propuesto por autores previos, presenta una primera fase de superposición de domos, seguida del desprendimiento parcial por gravedad de un domo posiblemente en crecimiento, debido al levantamiento que ocurrió en el centro de la caldera; lo anterior ocasionó la apertura del conducto y aceleró, por lo tanto la expulsión de material piroclástico, el cual se dispersó principalmente hacia el sur. Finalmente el conducto se obstruyó con nuevas coladas riolíticas muy viscosas y actualmente este centro se encuentra en una etapa de fumarolización.

I. INTRODUCCION

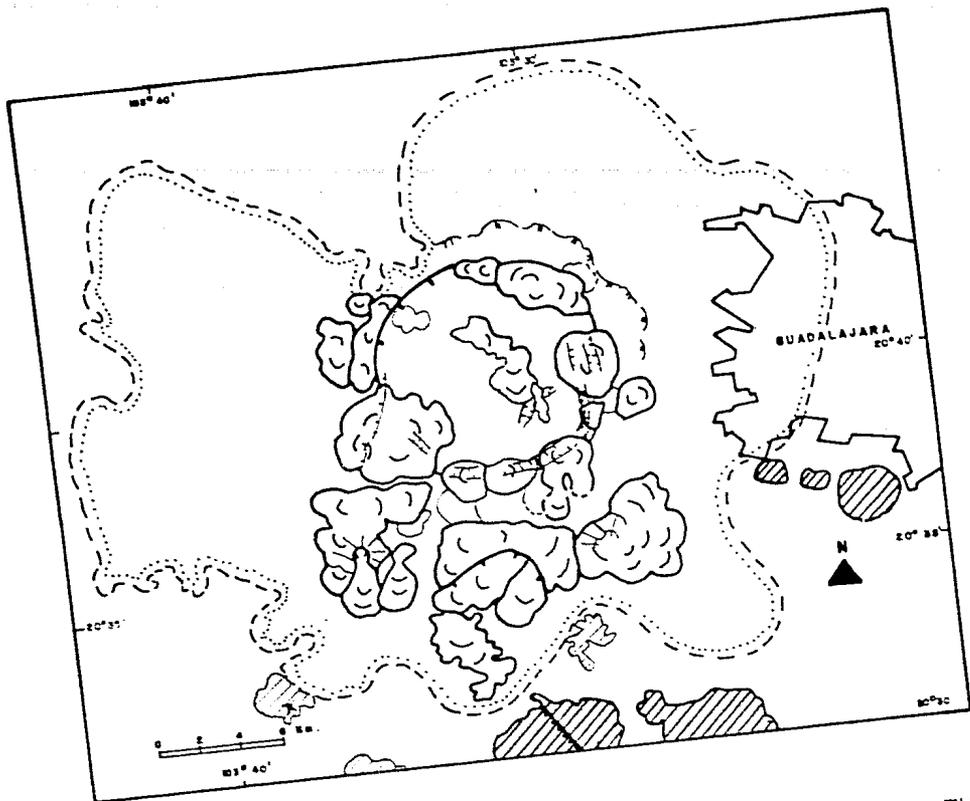
I.1 Generalidades.

La Sierra de la Primavera (SLP), ubicada al W de la ciudad de Guadalajara, en el estado de Jalisco (Fig. 1), es un importante centro eruptivo cuaternario que pertenece a la porción oeste del Cinturón Volcánico Mexicano (CVM). Ha sido objeto de numerosos estudios por parte de investigadores, tanto nacionales como extranjeros. Estos estudios, en su mayoría han estado dirigidos al análisis de los aspectos volcanológicos y geoquímicos de sus productos, con el fin de definir la evolución de los eventos así como sus implicaciones magmatogénéticas.

Sin embargo, hasta el momento no se ha realizado un estudio formal de los sistemas estructurales existentes en el área, por lo que se desconoce la importancia relativa de cada una de las estructuras, así como su relación con los eventos magmáticos y tectónicos.

Desde el punto de vista volcanológico, la importancia de la SLP reside en su carácter de complejo volcánico asociado con la evolución de una caldera resurgente de edad cuaternaria (Mahood, 1980); esta se inicia con una fase pliniana de gran energía (Walker, et al., 1981), que dio origen a la emisión de grandes volúmenes de productos piroclásticos y a la formación de la caldera por el colapso del techo de la cámara magmática. Las fases posteriores en general son efusivas, relacionadas con la formación de domos y la emisión de volúmenes modestos de productos piroclásticos asociados. Actualmente, la SLP se encuentra en una etapa fumarólica que no necesariamente implica el fin de la actividad ígnea en La Primavera (Smith y Bailey, 1968), podría ser una etapa de reposo y por lo tanto en cualquier momento el sistema podría reactivarse, dando lugar al inicio de un nuevo ciclo caldérico.

Igualmente relevante resulta la composición alcalina de toda la secuencia eruptiva, por situarse dentro de una provincia volcánica con productos predominantemente calcoalcalinos, relacionados con



-  DISTRIBUCION DE PRODUCTOS PIROCLASTICOS (TOBA TALA)
-  TONNAC DE MANOS (1980)
-  DOMOS Y COLADAS RIOLITICAS DE LA PRIMAVERA
-  VOLCANISMO PRE-CALDERICO
-  ANILLO DE LA CALDERA
-  CRATER
-  FALLA
-  ESCARPE FORMADO POR EROSION

FIG. 1 LOCALIZACION DEL AREA DE ESTUDIO.

fenómenos de subducción. La composición geoquímica atípica de la SLP se ha tratado de explicar postulando la hipótesis de que se debe a la presencia de un sistema de esfuerzos tensionales asociado a la separación de Baja California que afecta a la porción occidental del Cinturón Volcánico Mexicano (CVM), (Luhr, et al., 1985).

Además del interés académico de un estudio estructural, existen aspectos prácticos que justifican ampliamente su ejecución. La cercanía de la Sierra de la Primavera a la ciudad de Guadalajara, así como la juventud de sus productos volcánicos, hace necesario realizar una evaluación formal del riesgo eruptivo del complejo, que se ubica a pocos kilómetros de una de las zonas urbanas con mayor densidad de población en el país. Un estudio estructural-estratigráfico detallado como éste, contribuye a complementar la información básica necesaria para iniciar un programa de control de riesgo volcánico como el mencionado.

La presencia de numerosas manifestaciones termales de elevada temperatura, además de ser un indicador del estado evolutivo de la zona, denota la existencia de una fuente de calor poco profunda, generadora de un sistema hidrotermal. Este ha sido estudiado por la Comisión Federal de Electricidad (CFE) desde los puntos de vista geológico, geoquímico y geofísico y se han realizado perforaciones exploratorias que comprueban la factibilidad de su uso para la generación de energía eléctrica, además de que han permitido disponer de una evaluación preliminar de su potencial.

Una parte del estudio se realizó dentro del proyecto para la elaboración de un compendio con la información geotérmica más relevante del campo de La Primavera, coordinado por una institución japonesa denominada Japan International Cooperation Agency (JICA). Los datos estructurales resultantes de este estudio fueron complementados con estaciones adicionales tomadas en localidades alejadas de la zona de producción, tratando de encontrar la correlación que existe entre los datos estructurales y los eventos magmáticos y tectónicos.

El trabajo de campo se efectuó en un lapso de 60 días, cubriendo puntos importantes tanto del centro como de la periferia de la caldera de La Primavera, con objeto de establecer un modelo de los esfuerzos generadores de fallas, fracturas y micropliegues, identificados durante una etapa preliminar de fotointerpretación y con la posterior verificación de campo. Por otra parte, el estudio comprende una estimación de la penetrabilidad de las estructuras, basado en la relación existente entre los datos superficiales y los de subsuelo, medidos en los pozos exploratorios.

Complementariamente, se hace una interpretación minuciosa de las columnas stratigráficas de los productos volcano-lacustres del complejo, aportando nuevos datos sobre la evolución volcánica cuaternaria y las fluctuaciones en el nivel del lago causadas por variaciones en la dinámica eruptiva.

1.2 Características volcano-tectónicas regionales.

Desde el punto de vista volcano-tectónico regional, la SLP

se ubica en la porción oeste del Cinturón Volcánico Mexicano, región que se caracteriza por su proximidad al punto de unión de tres placas, la de Norteamérica, la Pacífico y la de Cocos-Rivera (Fig. 2). Esto ha propiciado la formación de un sistema volcano-estructural muy complejo, relacionado directamente con el comportamiento dinámico de las placas tectónicas durante los últimos 5 Ma cuando se inició la apertura del golfo de California, (Atwater, 1970).

En esta zona convergen tres sistemas estructurales muy importantes (Fig.3): el graben de Chapala, con dirección E-W; el graben de Colima, con orientación N-S; y el graben de Tepic-Zacoalco con dirección NW-SE, especialmente en los dos últimos, se ha desarrollado desde el Plioceno, una intensa actividad volcánica, más notoria durante el Cuaternario, con la formación de grandes volcanes complejos acompañados de numerosos conos monogenéticos.

A continuación se presenta un breve descripción de los rasgos más importantes en estas zonas, haciendo hincapié en los más jóvenes.

Graben de Tepic-Zacoalco.

Se extiende desde la costa del Pacífico, en el estado de Nayarit, hasta el S de Guadalajara (Fig. 3). Está formada básicamente por dos depresiones importantes, la de Sanganguey-Ceboruco, y la de Tequila-Guadalajara, separadas por altos estructurales constituidos por fragmentos de la Sierra Madre Occidental (SMW). La edad del volcanismo en esta zona, asociado con el arreglo actual de las placas, varía de 5.5 Ma al Cuaternario Superior, con algunos periodos de disminución de la actividad, (Nixon, et al. 1987).

La primera de estas dos zonas se encuentra entre dos fallas principales de magnitud regional, una de ellas pasa al sur de Compostela y la otra al norte de Santa María del Oro. Entre estas dos importantes estructuras, se encuentran otras de menores dimensiones con la misma orientación, acompañadas por sistemas estructurales con dirección N-S y NE-SW; en conjunto forman bloques escalonados e irregulares sobre los que se emplazaron los siete centros volcánicos cuaternarios más importantes en esta fosa, que alcanza los 45 km de amplitud.

Cercano a la zona de Tepic se encuentran cuatro de estos centros eruptivos: la caldera de Tepic, el cerro de las Navajas, los volcanes Sanganguey y San Juan. En el extremo SE de la primera fosa se encuentra el cráter de explosión de Santa María del Oro, construido en rocas pliocénicas de composición calcoalcalina (Nelson y Sánchez, 1986). Más hacia el SE y ligeramente desplazada hacia el SW, se encuentra el volcán Ceboruco y la región volcánica de Tepetitlic.

La segunda depresión Tequila-Guadalajara, se encuentra separada de la anterior por un fragmento de la SMW de dimensiones regionales. En general es más compleja porque además de la fosa principal, limitada al norte y sur por fallas regionales con dirección NW40-55°SE, (Fig. 2), existe otra cuenca interior de menores dimensiones con dirección NW30°SE (Laguna de San Marcos-Atotonilco). La más importante posiblemente se formó cuando se inició la separación

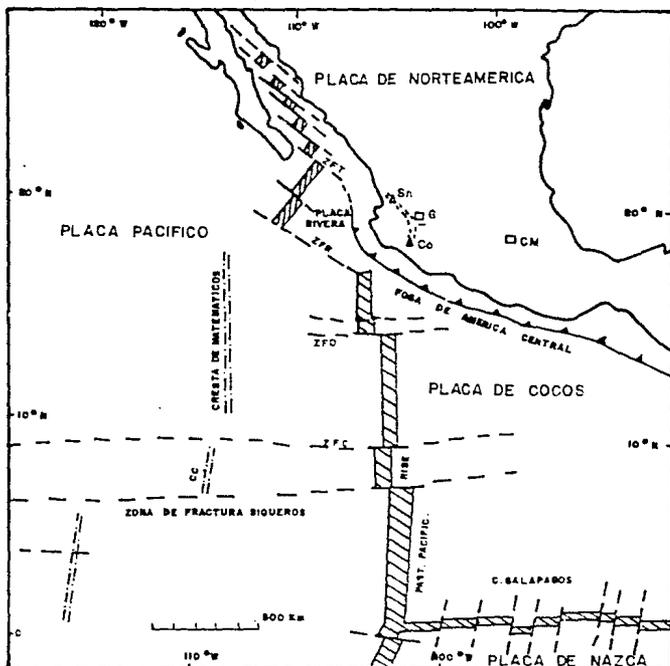


FIG. 2 MAPA GENERALIZADO DE MEXICO Y RASGOS TECTONICOS PRINCIPALES DE LA ZONA DEL OCEANO PACIFICO ORIENTAL. Sr. SANGUANGUEY; G. GUADALAJARA; Co. COLIMA; CM. C.D. DE MEXICO; CC. CORDILLERA CLIPERTON MODIFICADO DE LUHR ET AL., 1965

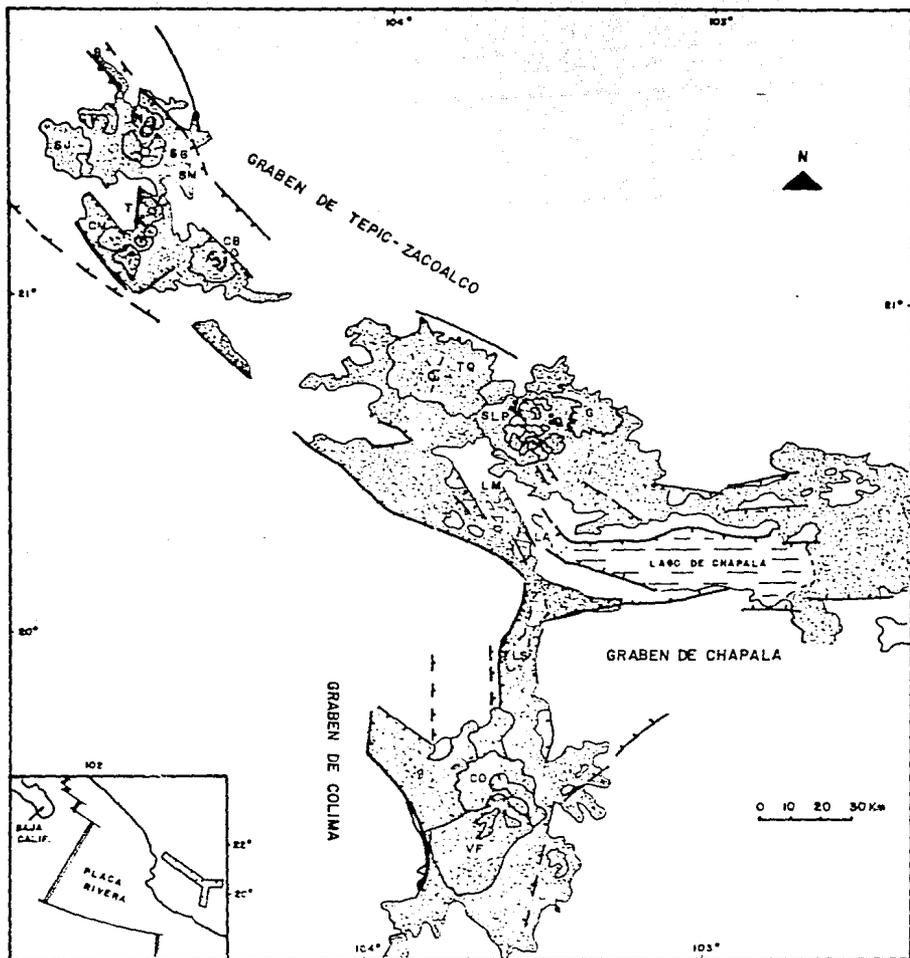
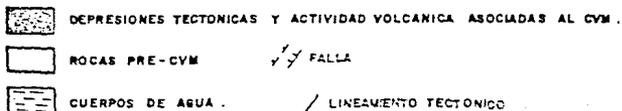


FIG. 3 LOCALIZACION DE LA SIERRA DE LA PRIMAVERA (SLP) EN EL SECTOR OESTE DEL CINTURON VOLCANICO MEXICANO. CT: CALDERA DE TEPIC, SJ: SAN JUAN, N: NAVAJAS, SG: SANGANGUEY, T: TEPETITIC, CB: CEBO LUCO, TO: TEGUILA, G: GUADALAJARA, LCH: LAGO DE CHAPALA, LS: LAGUNA DE SATULA, CO: NEVADO DE COLIMA, VF: VOLCAN DE FUEGO (VOLCAN DE COLIMA), CM: COMPOSTELA, SM: STA. M^a del ORO, LM: LAGUNA DE SAN MARCOS, LA: LAGUNA DE ATOTONILCO



de Baja California y la segunda aparentemente está ligada con un cambio en la dirección de los esfuerzos principales que coincide con el reacondo de las Placas: Cocos-Rivera y que dio origen al volcanismo en el CVM. Una característica muy importante de esta última es la presencia de fallas lístricas las cuales ocasionan un alto grado de basculamiento en los bloques, debido a que la zona ha estado sometida a un esfuerzo extremo de tensión. Por lo que se refiere al volcanismo en el área, existen dos centros eruptivos importantes, el Volcán de Tequila y La Sierra de La Primavera, ambos emplazados sobre una misma de debilidad relacionada con la primera etapa de fracturamiento.

Graben de Colima.

Se extiende desde la intersección de los grábenes de Tepic-Zacoalco y el Lago de Chapala, hacia el S a lo largo de 80 km (Fig. 3). Está delimitado por un conjunto de fallas principales N-S y NNE-SSW. En su interior los rasgos más notorios son las fallas normales N-S con inclinaciones muy pronunciadas, que limitan dos grábenes anidados, el interno de 20 km de ancho y otro externo que varía entre 40 y 60 km. La depresión interior ha sido ocupada por lagos efímeros con la misma dirección (Laguna de Sayula). En las paredes del graben interior se observa una secuencia probablemente cretácica de arenas, lutitas, calizas y conglomerados volcánicos, cubierta por lavas del Mioceno-Plioceno (Allan, 1985).

Los estudios gravimétricos permiten inferir espesores de sedimentos de 900 m, distancia que sumada al relieve topográfico implica un desplazamiento de 2.5 km, posiblemente iniciado hace 4.5 Ma (Allan, 1985), al comenzar la apertura del Golfo de California.

En el límite S del graben de Colima se encuentra una cadena plio-cuaternaria de tres volcanes andesíticos compuestos, cuya edad disminuye de N a S. El más antiguo de ellos es el volcán Cantaro, le sigue el Nevado de Colima y el más reciente y aún activo es el Volcán de Fuego o Volcán de Colima, (Luhr y Carmichael, 1980, 1981).

Otro rasgo morfológico importante en este graben es la presencia de conos cineríticos, algunos de ellos acompañados por coladas de lava poco extensas; la composición química de algunos de ellos es alcalina en contraste con la composición calcoalcalina de los tres edificios volcánicos mayores, (Luhr y Carmichael, 1981).

Graben de Chapala.

Es una depresión formada por fallas normales de dirección E-W (Fig. 3), cuyos bloques se han basculado hacia el N y el S, dando la apariencia de plegamientos. Sobre algunas de las fallas secundarias, paralelas al sistema principal, se desarrollaron algunos conos de lava de composición basáltico-andesítica. La actividad de las fallas se inició probablemente en el Mioceno, continuando hasta el Cuaternario, con la intensificación del volcanismo controlado por estructuras con dirección E-W, acompañado por el rejuvenecimiento de fallas en la zona de Ixtlán (Díaz y Mooser, 1972). Dentro de su modelo

tectónico, Luhr et al., 1985), consideran a este graben como un aulacógeno producido por la separación del sector occidental del CVM, debido a la transferencia de bloques corticales de la placa de Norteamérica a la del Pacífico, por la migración del punto triple Rivera hacia el S, acompañada del salto hacia el E de la Cresta del Pacífico Oriental.

II. ESTADO ACTUAL DEL CONOCIMIENTO DE LA SIERRA LA PRIMAVERA

En los primeros estudios (Mahood, 1980 y Clough, 1981) se hicieron estimaciones sobre rocas que debían constituir el "basamento", utilizando como referencia las rocas que afloran en los alrededores y por evidencias indirectas, empleando los fragmentos accidentales contenidos en los depósitos de caída aérea. Según esta información, el área que ahora ocupa la Caldera de la Primavera debería estar subyacida por andesitas y basaltos expuestos localmente en la Sierra, los cuales podrían ser terciarios y que a su vez podrían encontrarse sobre cuerpos intrusivos del Cenozoico, rocas metamórficas del Paleozoico y calizas cretácicas.

Posteriormente, la perforación de pozos profundos, llevada a cabo por parte de la Comisión Federal de Electricidad, con el objetivo de explotar el yacimiento geotérmico asociado con este centro volcánico, comprobó finalmente la columna litológica subyacente y confirmó la presencia de andesitas y basaltos sobreyaciendo a un cuerpo intrusivo, pero hasta la fecha no se ha comprobado la existencia de rocas sedimentarias o metamórficas en el subsuelo.

En relación con los eventos ligados con la evolución volcánica de la caldera, Mahood (1980) obtuvo edades K-Ar de la mayor parte de las unidades, lo cual permitió establecer la cronología de la actividad efusiva, basándose en el modelo de Smith y Bailey (1968). Por su parte Clough (1981) realizó un trabajo más detallado y propone, utilizando como referencia las mismas edades, una interpretación más exacta de los fenómenos volcano-sedimentarios que se produjeron durante la actividad de este centro eruptivo. Walker, et al., (1981) en un estudio sobre los productos piroclásticos, cuantifica el material emitido, identifica las posibles zonas de emisión y establece una cronología basándose en las relaciones estratigráficas. La perforación en este caso aportó información indirecta del comportamiento del piso de la caldera, es decir, con los espesores de la ignimbrita fue posible crear un modelo de las rocas pre-Primavera al menos en las zonas perforadas.

A continuación se expone una síntesis del estado actual del conocimiento de la historia volcánica de la zona, tal como se utilizó para realizar el presente estudio.

II.1. Secuencia Pre-Primavera.

Como antes se mencionó, la perforación profunda en la zona permitió conocer las rocas que subyacen a las volcanitas cuaternarias de la Primavera, por lo tanto, para la descripción de este paquete se empleará la información obtenida por la CFE, en su mayoría inédita.

Hasta el momento son 12 los pozos perforados, 11 de ellos en la zona central y uno al NW, cerca del borde calderico, en la zona de Río Caliente (Fig. 4). Desafortunadamente, no se tienen edades radiométricas de ninguna de las unidades atravesadas, debido a que casi todo el paquete fue intensamente alterado por la circulación de fluidos hidrotermales y por lo tanto el contenido de los elementos que se emplean para fechar se modificó a tal grado que resulta imposible obtener edades aceptables para estas rocas.

En seguida se describen las tres principales unidades que conforman el basamento local de La Primavera, de acuerdo a su posición estratigráfica reportada en los pozos.

La unidad más antigua que puede considerarse como el "basamento" de la zona, es un cuerpo intrusivo clasificado petrográficamente como granito de biotita, y que posiblemente se correlaciona con los grandes batolitos de afinidad pacífica que se distribuyen al NW, W y S de México, de edad Mesozoico-Cenozoico (?) (JICA, 1989). El pozo más profundo, el PR-9 (Fig. 5) cortó 200 m de esta unidad; se encuentra alterada debido a la circulación profunda de fluidos hidrotermales.

El segundo paquete, está formado principalmente por lavas de composición andesítica y basáltica, separadas ocasionalmente por piroclásticos aéreos y paleosuelos; alcanza un espesor de 1600-1700 m. Dentro de este mismo cuerpo, los pozos más profundos han cortado un horizonte de riolitas de 170 m de espesor máximo. Como ya se mencionó, no se cuenta con edades radiométricas, ni se le puede correlacionar con unidades aflorantes porque estratigráficamente es muy profundo.

El tercer y último cuerpo es mucho más heterogéneo. Está formado básicamente por dos unidades, constituidas por productos piroclásticos, principalmente ignimbritas ("Toba Lítica") separadas por una andesita de poco espesor que ha servido de índice para hacer correlaciones en la parte superior. La ignimbrita alterna con depósitos de caída aérea y lavas de composición tanto riolítica como andesítica, estas últimas más escasas.

La unidad inferior de ignimbritas en general tiene una composición andesítica dominante; también aparecen tobas de caída aérea y lavas riolíticas, estas últimas en menor proporción que en el paquete superior. No se han obtenido edades directamente en estas rocas, sin embargo, Campos et al. (1987) con base en una correlación entre núcleos de los pozos, las edades radiométricas de Watkins, et al., (1971) y datos paleomagnéticos de rocas aflorantes en la región, concluyen que el paquete inferior de la Toba Lítica y la andesita intermedia, tienen una edad que oscila entre 8.7 y 9.0 Ma.

Estos autores no relacionan al paquete superior con ninguna unidad observada en el terreno, a pesar de ello, la ignimbrita de composición intermedia a la que Watkins, et al., (1971) le asigna una edad de 5.37 Ma fácilmente podría corresponder por sus características, a alguna de las intercalaciones típicas de esta unidad. Al parecer el "último evento" de esta secuencia en la zona de pozos fue la emisión de riolitas. Su espesor y distribución es desigual, según se ha reportado en las columnas litológicas elaboradas

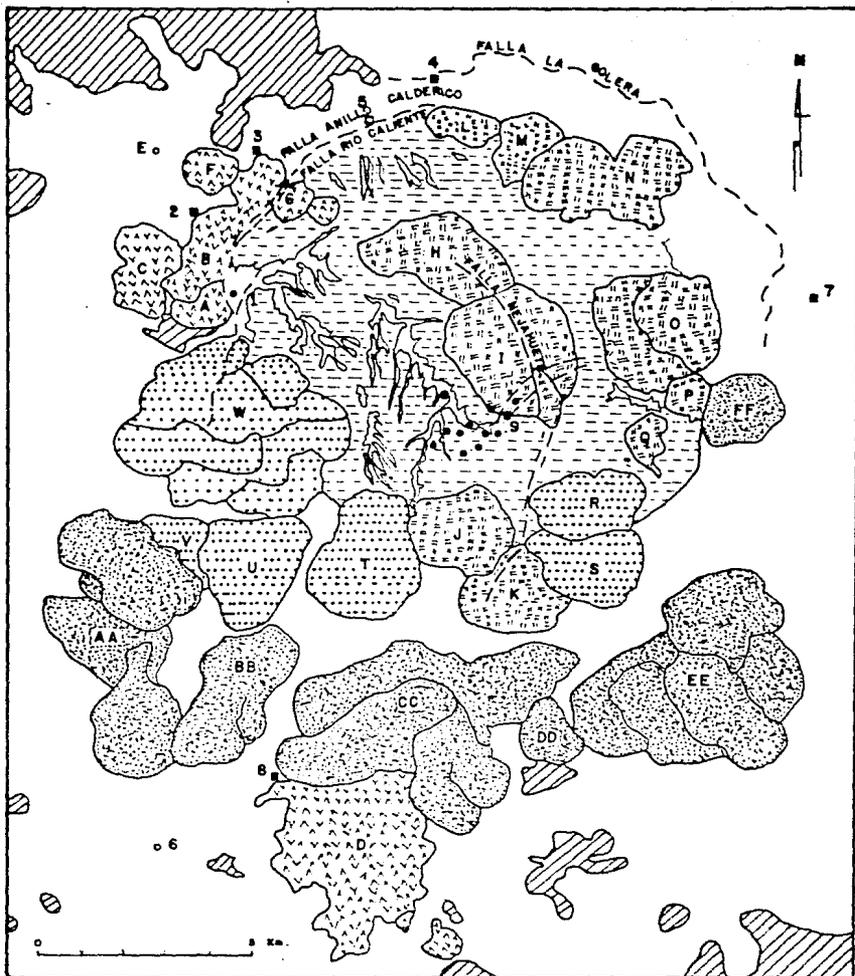


FIG. 4 MAPA GEOLOGICO DE LA PRIMAVERA, JAL. (MAHOOD, 1980), MODIFICADO.



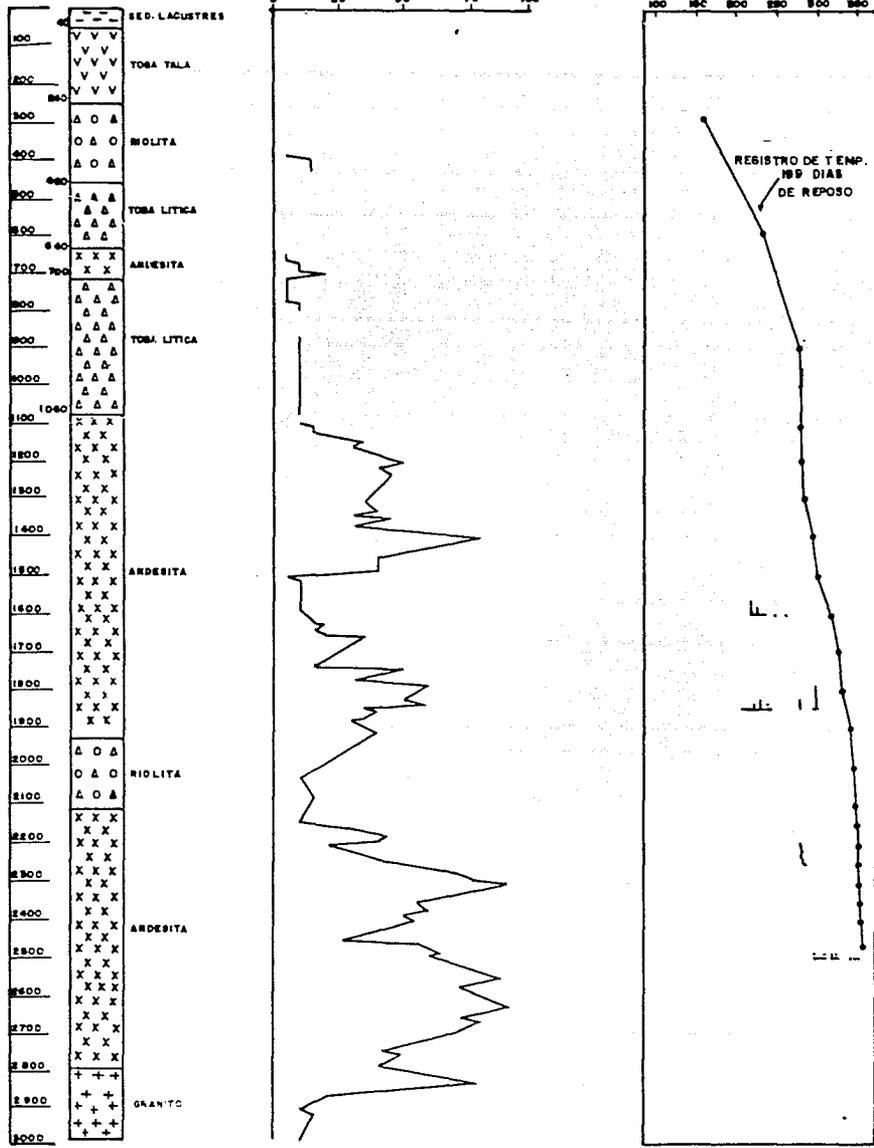
Fig. 4. Mapa geológico de La Primavera (tomado de Mahood, 1960)(Continuación). Las letras se refieren a los nombres de los centros eruptivos y los números a rasgos culturales:

A:domo Río Salado; B:flujo Canon de Las Flores; C:domo Mesa León;
 D:grupo Arroyo Saucillo; E:domo Mesa El Chiquihuitillo; F:domo Mesa El Burro;
 G:domo cerro Chato; H:domo compuesto Cerro Alto; I:domo compuesto Mesa El Najahuete;
 J:domo cerro Tule; K:domo El Madroño; L:domo Pinar de La Venta; M:domo Arroyo La Cuartilla; N:domo Mesa La Lobera;
 O:domo cerro El Capulín; P:domo Dos Coyotes; Q:domo Las Pilas; R:domo Ixtlahuante; S:domo La Cuesta; T:domo El Culebreado;
 U:domo La Puerta; V:domo Arroyo Las Animas; W:domo El Pederanal; X:cerro Totepéc;
 AA:cerro San Miguel; BB:flujo LLano Grande; CC:Las Planillas; DD:domo Arroyo Colorado; EE:cerro Tajo; FF:domo El Coll.;
 1:Río Caliente; 2:balneario Primavera; 3:balneario Cañón de Las Flores; 4:La Gotera; 5:La Venta del Astillero; 6:Tierra Blanca; 7:Ciudad Granja; 8:Agua Caliente; 9:Cerritos Colorados.

PROF. LITOLÓGICA

PORCENTAJE DE ALTERACION

TEMPERATURA °C



TEMPERATURAS DE HOMOGENIZACION POR INCLUSIONES FLUIDAS.

FIG. 5 CARACTERISTICAS GENERALES DEL POZO PR-9. LA PRIMAVERA, JAL.

por la CFE. Campos et al. (1987), lo correlacionan con el evento más reciente de Watkins et al. (1971) cuya edad fue de 4.8 Ma Mahood et al. (1985) en un estudio sobre la composición química de las ignimbritas del norte de Guadalajara obtiene para esta unidad la misma fecha y le asigna el nombre de ignimbrita San Gaspar. Asimismo, reporta la presencia de otra ignimbrita más reciente a la cual denomina Guadalajara y cuya edad resultó de 3.3 Ma, Gilbert, et al., (1985).

En el área de pozos aparentemente la actividad volcánica se interrumpió después de la emisión de las riolitas, mientras que en los alrededores continuó intermitentemente. Mahood et al. (1985) obtuvieron edades de 1.8-0.53 Ma para conos basálticos alineados NW-SE que se encuentran al NW y SE de la Sierra de la Primavera; por su parte Electroconsult (1983) en un informe sobre la evaluación geotérmica del campo incluye las edades de dos unidades contemporáneas con el volcanismo básico, la ignimbrita Acatlán, localizada al SW de la Sierra con 0.8 Ma y los derrames dacíticos del volcán Tequila, con 0.6 Ma.

No se puede afirmar si realmente existe un hiatus de 2 Ma en la actividad ácida, antes de la emisión de magmas peralcalinos en la Sierra de La Primavera como lo sugirió Mahood (1980), ya que podría tratarse simplemente de un muestreo no sistemático, enfocado a resolver otro tipo de problemas y no dirigido a demostrar la continuidad del volcanismo.

II.2. Secuencia de Eventos Volcánicos en la Caldera

La siguiente relación de eventos está basada esencialmente en los estudios realizados por Mahood (1980), Clough (1981), Walker et al., (1981) y complementada con información de la CFE.

El centro eruptivo de La Primavera está constituido por la acumulación de lavas y productos piroclásticos de composición comendítica, asociados a la evolución de una caldera.

II.2.A. Lavas Precaldericas

Hace aproximadamente 120,000 años se inició la actividad relacionada con este centro volcánico; se extravasaron los primeros domos riolíticos en la porción NW del área; El Cañón de la Flores, Mesa el León y Río Salado (Fig. 4).

Mahood (1980) considera como parte de esta unidad al grupo Saucillo, sin embargo en los reconocimientos de terreno se observó que las riolitas de esta zona están totalmente fragmentadas y emplazadas directamente sobre la Toba Tala, lo cual indica que pertenecen a un evento más reciente, relacionado con el anillo de domos satélite.

Los domos Río Salado y Cañón de la Flores se observan claramente cubiertos por la Toba Tala, pero la relación estratigráfica de la ignimbrita con la Mesa El León no es muy evidente, por lo cual Mahood (1980) plantea la duda pero presenta evidencias para justificar su clasificación con el grupo de lavas precaldericas.

Estas lavas pueden ser afíricas o porfídicas. Según Clough (1981) las primeras lavas de El Pedernal también fueron emitidas antes de la erupción de la ignimbrita y de la formación del lago, porque se observa como la Toba se acumula contra el frente de un flujo ubicado al W de este centro eruptivo.

II.2.8. Erupción Ignimbrítica

Las edades radiométricas indican que hace 95 000 años (Mahood, 1980) se produjo una importante erupción pliniana, acompañada de nubes ardientes (Walker, et al., 1981) que dio lugar a la extravasación de una ignimbrita y a pomez de caída aérea. La ignimbrita fue denominada Toba Tala (T.T) y se distribuyó en un área de 700 km² (Mahood, 1980). Su composición química es riolítica, ligeramente zoneada, de peralcalina en su fase inicial, a metaluminosa al término de la erupción.

La T.T. consiste de gran cantidad de pequeños flujos piroclásticos, los cuales se depositaron sobre todo dentro de la caldera, según lo indican los datos obtenidos por los pozos perforados (Gutiérrez, 1981a,b; Viggiano G., 1982-88) y las observaciones de Mahood (1980) y Clough (1981). El espesor de esta unidad varía de 0 a 70 m en el exterior de la estructura caldérica y de 200 a 700 m en el interior.

En total Mahood (1980) calculó a partir de los afloramientos, un volumen de 20 km³, sin embargo los nuevos datos arrojados por la perforación sugieren que en total fueron 32 km³. El hecho de que la ignimbrita tenga un espesor mucho más importante en la zona central, se debe a la suma de dos fenómenos: el colapso del techo de la cámara magmática pudo haber sido simultáneo a la emisión de la ignimbrita, lo cual ocasionó que la mayor parte quedara atrapada dentro de éste; al mismo tiempo la ignimbrita parece haber tenido una baja dispersión lateral ocasionada por un bajo contenido de gases. El espesor aflorante, susceptible de ser descrito fue dividido en tres importantes paquetes (Mahood, 1980), de los cuales solo el primero rebasó de la caldera.

El primer emplazamiento representa aproximadamente el 90 % del volumen total de la Toba Tala aflorante. Se caracteriza porque contiene pomez blanca afírica, su grado de compactación es variable pero en general esta incipientemente soldada. En el área de Cañón de Las Flores se le observa intercalada con flujos de lodo y material retrabajado. Los depósitos que se localizan en el exterior por lo común no están compactados ni alterados, se emplazaron en 3 direcciones principales: hacia el W se localiza más allá del poblado de Tala, al NE cubre hasta la zona NW de la ciudad de Guadalajara, hacia el S no se observa claramente su límite porque está cubierta por material aluvial más reciente, pero podría llegar hasta las faldas del cerro Totepec.

El segundo paquete tiene poco espesor (10 m en promedio), se caracteriza porque contiene dos tipos de pomez, una blanca afírica y otra gris oscura, esta última con cristales de cuarzo y sanidino, en ocasiones se presentan lentes de pomez bandeada gris y blanca, su

grado de soldamiento es medio. Mahood (1980) practicó análisis químicos de pómez grises y encontró que tienen la misma composición que las pómez blancas de la última unidad. Difiere de las otras dos unidades por incluir una zona superior donde se concentra la pómez.

El último horizonte presenta aún menor espesor, el rasgo más notorio es la presencia de lentes de pómez blanca que contienen un bajo porcentaje de cristales de cuarzo y sanidino incluidos en una matriz de ceniza rosácea. En la parte norte de la Sierra se les observa intercalados con niveles delgados de pómez de caída aérea y en ocasiones se les observa laminación. Estos rasgos en el sur no se presentan porque en general la Toba Tala es masiva y sin clasificar.

En general, en la parte central de la Sierra se observan estratos de poco espesor constituidos por material de granulometría fina, que separa a las unidades de flujo, Wright (1981) los interpreta como depósitos derivados de "ground surges" o "ash cloud surges". Los productos de caída aérea asociados a esta ignimbrita son dos paquetes de pómez de tipo pliniano, separados por la Toba Tala. La unidad superior es la más importante, contiene pómez tubular. Los líticos son principalmente de ignimbrita soldada y de obsidiana; por lo común su clasificación es muy mala, contiene además un alto porcentaje de material fino. La parte baja sólo llega a exponerse en los límites N y NE de la ignimbrita. Walker et al., (1981) calculó un volumen de 50 km³, basándose en la configuración de las isopacas.

Al SW del domo el Nejahuete (Fig. 4), en un área de 2 km² se encuentra una brecha rica en líticos que se asocia con la Toba Tala. La brecha es semejante a los depósitos que fueron descritos por Wright y Walker (1977), como facies de ignimbritas próximas al centro de emisión. Su distribución permite suponer que la Toba Tala fue expulsada a través del mismo conducto que empleó este domo para su emplazamiento. Su ubicación sugiere que la erupción fue de tipo central y no anular como se ha observado en otras estructuras caldericas (Wright, 1981). Los datos de elementos traza de la pómez del último flujo ignimbrítico y de las lavas más antiguas del Nejahuete apoyan la hipótesis de una misma zona de expulsión.

Wright (1981) concluye en su estudio que muchos de los flujos que componen la ignimbrita tuvieron poca expansión debido a las bajas velocidades internas del flujo de gas, lo anterior sugiere que los flujos provienen de una columna de poca altura. Igualmente, el estudio de la concentración de cristales y la corta distancia lateral recorrida por los flujos en relación al volumen emitido confirman esta teoría.

La rápida evacuación de los productos, calculada entre 15 y 30 días (Wright, 1981) provocó el colapso del techo de la cámara magmática que alimentó a la ignimbrita. Esta subsidencia ocurrió en forma de escalones anulares y no como una falla única, según se observa en los pocos afloramientos en la zona de acceso al campo geotérmico y en la información recabada por los pozos perforados por la CFE. El único lugar donde se observa claramente una de las fallas, es al W de Río Caliente (Fig. 4) donde los domos Río Salado y Cañón de Las Flores se encuentran cortados por el colapso.

Mahood (1980) inicialmente estimó un desplazamiento vertical de 80 m tomando como referencia los espesores de la Toba Tala en los afloramientos, sin embargo en las perforaciones geotérmicas se han observado espesores mayores y muy variables (200-700 m) lo cual comprueba la acción simultánea de dos fenómenos: el colapso fue simultáneo a la expulsión de la ignimbrita (Mahood, 1980) y seguramente los flujos piroclásticos se emplazaron lentamente debido a un bajo nivel de expansión, lo cual indica la falta de energía cinética para rebasar las paredes de la caldera (Wright, 1981).

II.2.C. Sedimentos Lacustres

Inmediatamente después de la acumulación de depósitos plinianos asociados a la T.T. (Walker, et al., 1981) se inició la erosión. En la zona limitada por las fallas caldéricas se formaron angostos cañones en la T.T. de muy poca profundidad, que fueron rellenados por depósitos fluviales ricos en pómez y derivados de la erosión de la T.T., solo algunos lentes de pómez de caída aérea fueron preservados. Mahood (1980) sugiere que los rasgos erosivos fueron causados por una etapa tardía de "surge blast", ya que una parte de los canales observados en la ignimbrita no se encuentran rellenos de depósitos fluviales. La presencia de la zona de falla anular, asociada al colapso, impidió que la cuenca drenara hacia el exterior, por lo cual se formó un lago de aproximadamente 10 km de diámetro según lo indica la cartografía de estos depósitos.

El paquete de sedimentos está formado por tres niveles, dos de ellos arcillosos, separados por un horizonte que se caracteriza por la presencia de pómez gigante (en promedio 2.5m de diámetro). El paquete inferior en su parte más baja contiene gran cantidad de pómez retrabajada, por lo general la estratificación es muy fina, las capas varían de 10 a 20 cm de espesor y en ocasiones se observa estratificación cruzada. El espesor de esta unidad está controlado por una subsidencia irregular que originó la acumulación de espesores que varían de 0 a 25 m.

Directamente sobre este nivel y sin discordancia angular se depositó un horizonte poco usual de pómez gigante, el cual se formó por el desprendimiento de la cubierta pumítica de algunos domos que se emplazaron dentro del lago. Mahood (1980) considera con base en su tamaño que provinieron del domo el Nejahuete, sin embargo en este estudio se encontraron evidencias de campo para afirmar que las pómez gigantes también provienen de la corteza de otros domos, como se observa en el arroyo Las Pilas, ubicado entre los domos Las Pilas e Ixtahuatonte.

El carácter distintivo de este horizonte ha sido de gran ayuda para la correlación de los sedimentos lacustres para establecer la historia de la cuenca (Cap. IV). El espesor fue variable dependiendo de la topografía anterior y de la distancia a los centros de aporte, variando de 0 a 30 m.

Con la extrusión de estas lavas, se inició el emplazamiento de los domos, en la zona central y alrededores de la cuenca, aprovechando la zona de debilidad. Paralelamente continuó la

acumulación de sedimentos finos en la cuenca, y fue interrumpida por el aporte de material piroclástico derivado de la actividad explosiva de los domos. Los depósitos lacustres se caracterizan por la presencia en su cima de un horizonte que se interpreta como producto de las pulsaciones del fin de la cuenca, se presentan huellas de oleaje, tres delgadas capas de oxidación y un pequeño estrato de depósitos "turbidíticos", producto del levantamiento del centro de la cuenca y desprendimiento de capas que aun se encontraban en estado plástico (para mayores detalles consultar el anexo) por lo general el espesor de los sedimentos lacustres varía de 4 a 30 m.

La depositación en la cuenca continuó después del emplazamiento de la primera etapa de domos anulares y terminó cuando la zona central sufrió un levantamiento. La acumulación, principalmente de sedimentos finos, durante este período indica la interrupción de la actividad volcánica.

II.2.D. Primera Etapa de Domos Anulares

Como ya se mencionó, la actividad efusiva subsecuente al colapso calderico se inició con la erupción del domo Nejahuete y el de Las Pilas (según datos de campo). Posteriormente, en tanto se producía la depositación de sedimentos finos se emplazaron, de acuerdo a las edades radiométricas, los domos C. Alto, C. Chato y Mesa del Burro.

Simultáneamente se extravasaron, sobre el anillo formado por la falla calderica, otros domos riolíticos, sobre todo en la mitad E de la estructura (Fig. 4) (domos Pinar de la Venta, Mesa La Lobera, C. el Chapulín y El Tule). En general, estos aparatos se caracterizan porque tienen aproximadamente 10 % de fenocristales y en conjunto alcanzan un volumen de 5 km³ de magma. En el caso del C. El Nejahuete y C. Alto, la zona de alimentación fue utilizada por segunda vez al emitirse un segundo domo, dando lugar a domos compuestos.

Las edades K-Ar determinadas a estos domos sugieren que su emplazamiento se inició poco después de la emisión de la T.I y duró aproximadamente entre 5 000 y 10 000 años (Mahood, 1980).

II.2.E. Segunda Etapa de Domos Anulares

Mientras la depositación en la cuenca continuaba, se inició un segundo período de emplazamiento de domos, hace aproximadamente 75000 años. Se eyectaron aproximadamente 3 km³ de magma en la porción S y SW del lago (Fig. 4) (domos El Pedernal, Agua de Victoriano, El Culebreado, Ixtahuatonté). En este período las lavas emitidas fueron de los tipos afirico y porfídico y, exceptuando al domo El Pedernal, todos son monogenéticos. Este último según las relaciones de campo podrían haber sido emplazado durante la primera etapa. Mahood (1980) no obtuvo edades para estos domos, pero tomó como referencia el espesor de sedimentos lacustres bajo cada uno de ellos, los más antiguos normalmente solo tenían de 6 a 15 m sobre la pomez gigante y los más recientes de 50 a 70 m. Mahood (1980), tomando como referencia la composición de los elementos traza, las edades y su posición estratigráfica, sugiere que esta segunda fase se prolongó durante un período relativamente largo (aproximadamente 10 000 años).

II.2.F. Levantamiento

Al término de la erupción de los domos antes descritos se inició el levantamiento de la parte central de la caldera. La configuración de la base de la pómex gigante (Mahood, 1980) sugiere que este levantamiento fue más conspicuo hacia la zona sur de la estructura y coincidió casi exactamente con la estructura anular de la caldera, excepto en la zona de Río Caliente. Por este motivo, en la actualidad no existen evidencias contundentes de la geomorfología original de la caldera, pues todos los rasgos fueron destruidos durante este proceso.

El hecho de que todos los domos emplazados sobre el anillo caldérico muestren que fueron emplazados sobre una superficie horizontal y actualmente se encuentren inclinados, y que su vez las coladas viscosas del anillo sur muestren clara indicación de haber fluido sobre un plano inclinado, sugieren que el levantamiento se produjo al finalizar el segundo período de domos anulares y antes de la eyección de las coladas más recientes del anillo sur; según los datos radiométricos este fenómeno pudo haber tenido lugar hace 68 000-60 000 años.

La máxima deformación debida al levantamiento se produjo sobre todo en las márgenes del lago. Las inclinaciones de estos depósitos varían de 10° a 20°, en tanto que en la zona central tienen solo 2°. En opinión de Mahood (1980), la ausencia de fallas de grandes dimensiones revelan que el levantamiento ocurrió en forma de pistón, y estima que la zona fue elevada cuando menos 260 m, tomando como referencia la altura actual de las planicies aledañas.

II.2.G. Domos del Anillo Sur

Como resultado de un nuevo aporte de magma en la cámara magmática, se produjo el levantamiento de la Sierra, y a la vez, tuvo lugar la formación de tres importantes centros eruptivos emplazados en la porción sur, sobre una falla anular paralela al colapso caldérico. Se extravasaron aproximadamente 7 km³ de lavas afíricas de composición riolítica que fluyeron radialmente de cada uno de estos centros: San Miguel, Las Planillas y El Tajo. La efusión de estas lavas fue precedida por emisión de piroclásticos que cubrieron sobre todo el SE de la Sierra y el NW de la ciudad de Guadalajara (Walker, et al., 1981).

Asimismo, se eyectaron hacia el sur 3 flujos piroclásticos de volumen reducido, cuyos centros de emisión probablemente se localizan en San Miguel y Las Planillas (Clough, 1981; Wright, 1981). Su composición química permite relacionarlos con los domos de 60 000 años (domos San Miguel y Planillas).

Tomando como referencia las edades obtenidas, el volcanismo aparentemente se inició hace 68000-60000 años y es más reciente hacia el E. En El Tajo y El Colli se registraron edades entre 25000 y 30000 años (Mahood, 1980); la juventud morfológica de estas unidades concuerda con los datos obtenidos.

II.3. Sistema de Fracturamiento

La ubicación del centro eruptivo de La Primavera se debe a la tectónica regional, sin embargo, el sistema de fracturamiento que se observa en el área se relaciona únicamente con las etapas de máxima deformación del ciclo calderico: el colapso y la resurgencia. En los primeros estudios publicados que se efectuaron en la zona (Mahood, 1980; Clough, 1981) se menciona sólo la presencia de cuatro fallas importantes (Fig. 4).

II.3.A. Falla del Anillo Calderico

Esta es la falla más importante y a la vez la más antigua en la Sierra de la Primavera. No obstante, se observan aproximadamente sólo 5 km de su traza en la zona de Río Caliente, donde corta a los domos El Salado y Cañón de las Flores y presenta un escarpe de 50 m. Su continuación se infiere por el rasgo circular que forma el anillo de los domos ubicados al N, NE, S y SE, el cual sugiere indirectamente la presencia de una importante zona de debilidad que fue utilizada por el magma para ascender a la superficie y generar estructuras dómicas. La presencia de un pequeño graben arqueado en la cima de los domos localizados la porción sur del anillo calderico, El Culebredo, El Tule, Ixtahuatonte, Las Pilas y El Chapulín, reafirma la presencia de esta fractura anular ya que debió formarse cuando el magma se retiró del conducto alimentador por falta de presión dentro de la cámara magmática (Clough, 1981).

Otra evidencia más es la forma circular que se observa en la cartografía de los depósitos lacustres, los cuales solo pudieron haberse acumulado en una cuenca limitada por las fallas anulares del colapso calderico, cuya geometría se perdió al iniciarse el levantamiento de la zona central. Los datos de perforación indican un hundimiento de 200 m cerca del anillo calderico, incrementándose hasta 700 m en la zona central (Gutiérrez, 1981a).

II.3.E. Falla Río Caliente

Esta falla tiene una traza arqueada que coincide prácticamente con la falla calderica, pero tiene un desplazamiento invertido debido a que se relaciona con el levantamiento. Su longitud aproximada es de 6 km, se extiende desde la Venta del Astillero, hasta la zona de Río Caliente, donde alcanza su máxima expresión de 100 m. Mahood (1980) la continúa hasta el domo El Pedernal, no obstante, en este estudio se les considera como dos estructuras independientes. Por su relación con el levantamiento debido al aporte de nuevo magma que alimentó a los domos del anillo sur, se le calcula una edad cercana a los 60000 años.

II.3.C. Falla Nejahuete

Esta falla se localiza en la zona central, afecta a los domos Cerro Alto y Nejahuete, y su traza se puede continuar hacia el SSE por la presencia de un cráter de explosión freática y un derrame fisural de riolita. Según las fotografías aéreas, esta estructura

parece prolongarse más hacia el sur, sin embargo, no existen evidencias de campo que apoyen su continuación más allá del derrame fisural. En la cima del cerro Nejahuete se formó un pequeño graben de 1 km de largo por 0.4 km de ancho.

Mahood (1980) incluye en esta descripción un par de fallas perpendiculares localizadas en el límite sur del cerro Nejahuete, que forman el graben de Cerritos Colorados, de 2 km de largo por 0.5 km de ancho, cuyo desnivel aproximado es de 40 m.

II.3.D. Falla La Gotera

Al norte del anillo de domos antiguos se localiza un escarpe arqueado de trazo irregular de 13 km de longitud y 20 m de salto, que va desde el C. El Colli hasta el este de la población La Gotera (Fig. 4). Mahood (1980) la considera como una falla paralela al colapso, e insinúa que pudo formarse poco tiempo después de éste. La falta de evidencias en el terreno impide precisar con cual etapa de la formación de la caldera se relaciona y por lo tanto en el presente estudio se interpreta como una estructura secundaria, e incluso podría tratarse de un rasgo morfológico, producido por la erosión diferencial de los materiales.

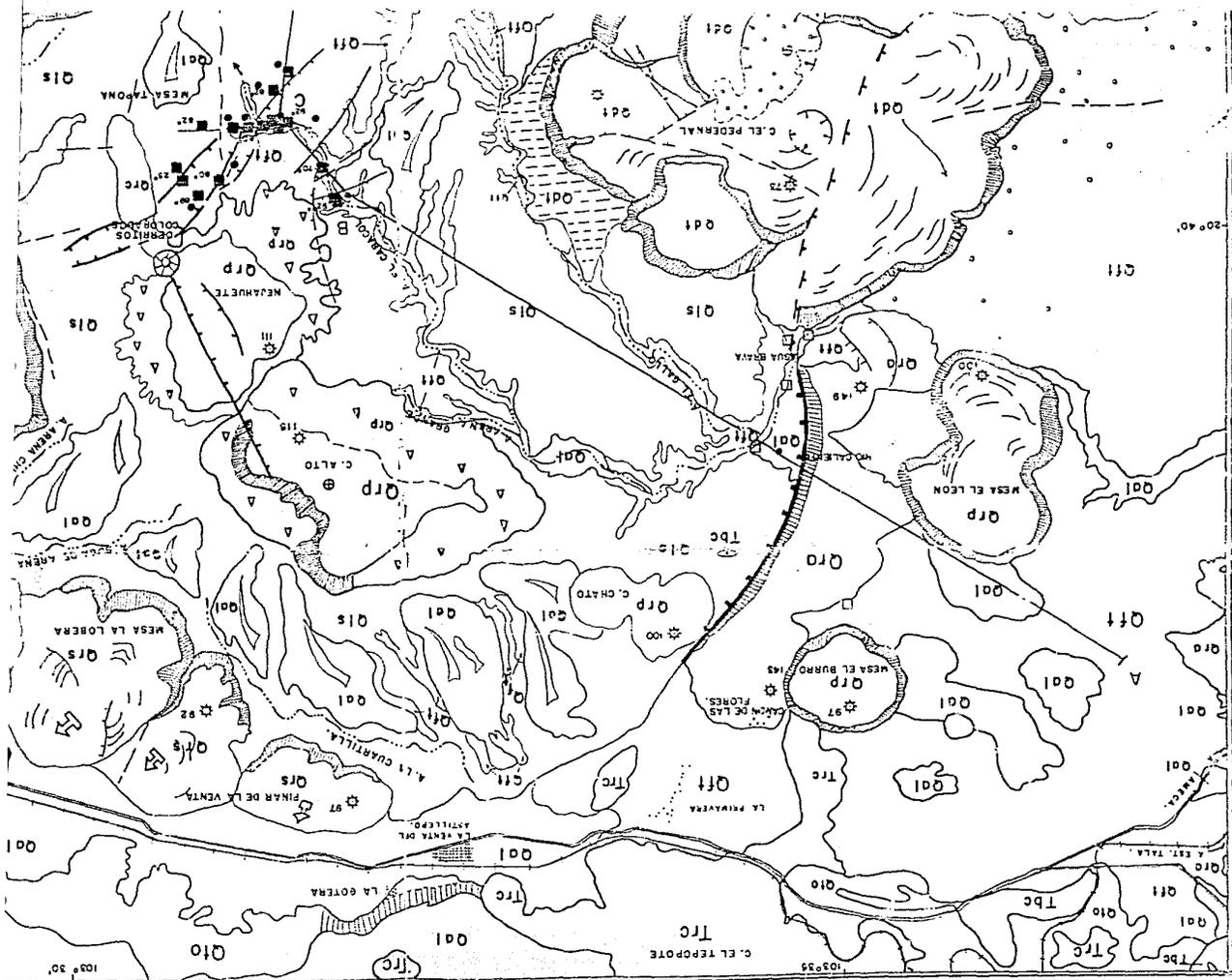
Por su parte, Venegas, et al. (1979), Casarrubias y Torres (1982), describieron la presencia de una zona localizada al sur del C. El Nejahuete, donde se encuentra una gran cantidad de fallas y fracturas de pequeñas dimensiones. Estas estructuras se restringen a un área aproximada de 7 km² que coincide con la zona de actividad hidrotermal. La dirección predominante es NE-SW y en segundo lugar la NW-SE. En promedio el desplazamiento de las fallas es de 7 m y su longitud es reducida, ninguna excede los 2 km de largo.

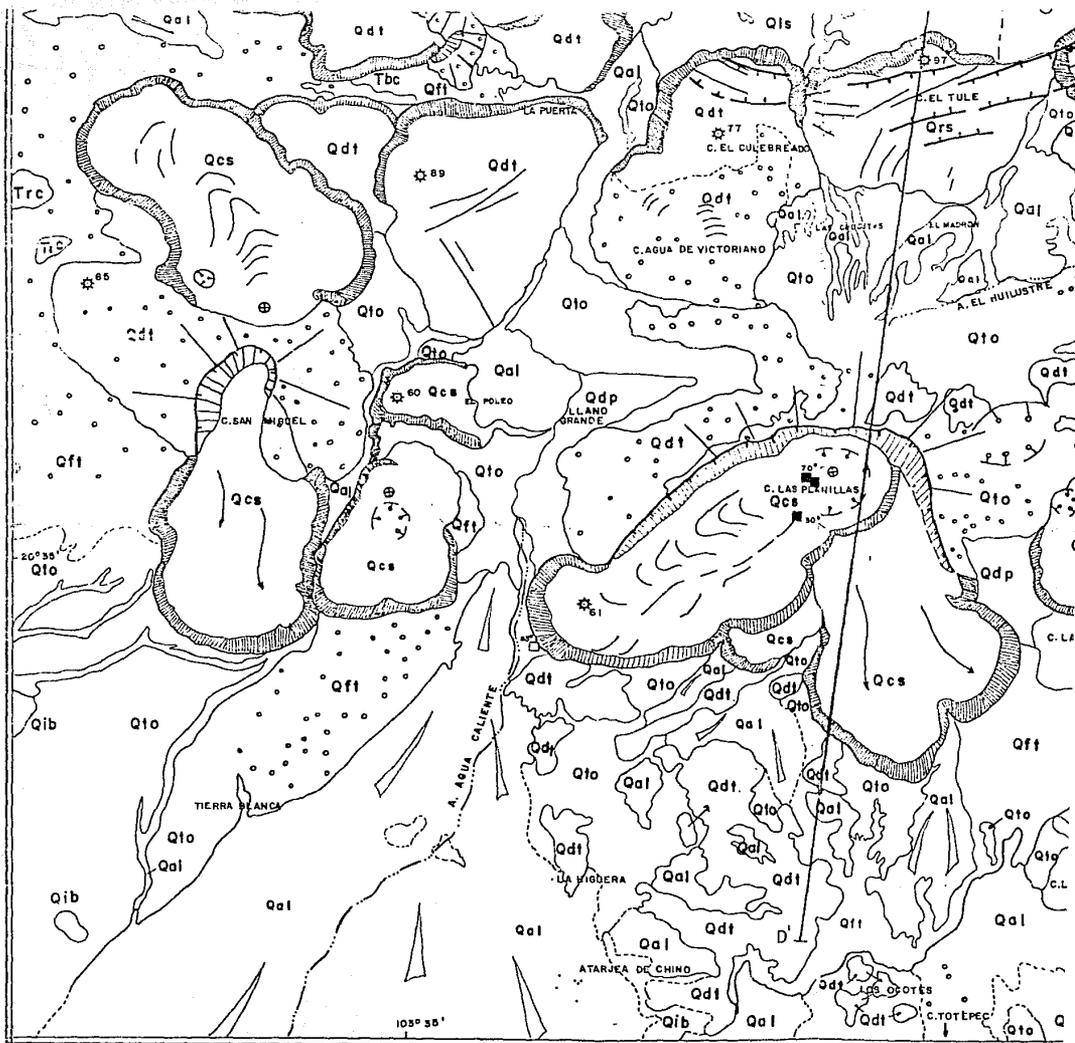
III. ANALISIS MICROESTRUCTURAL

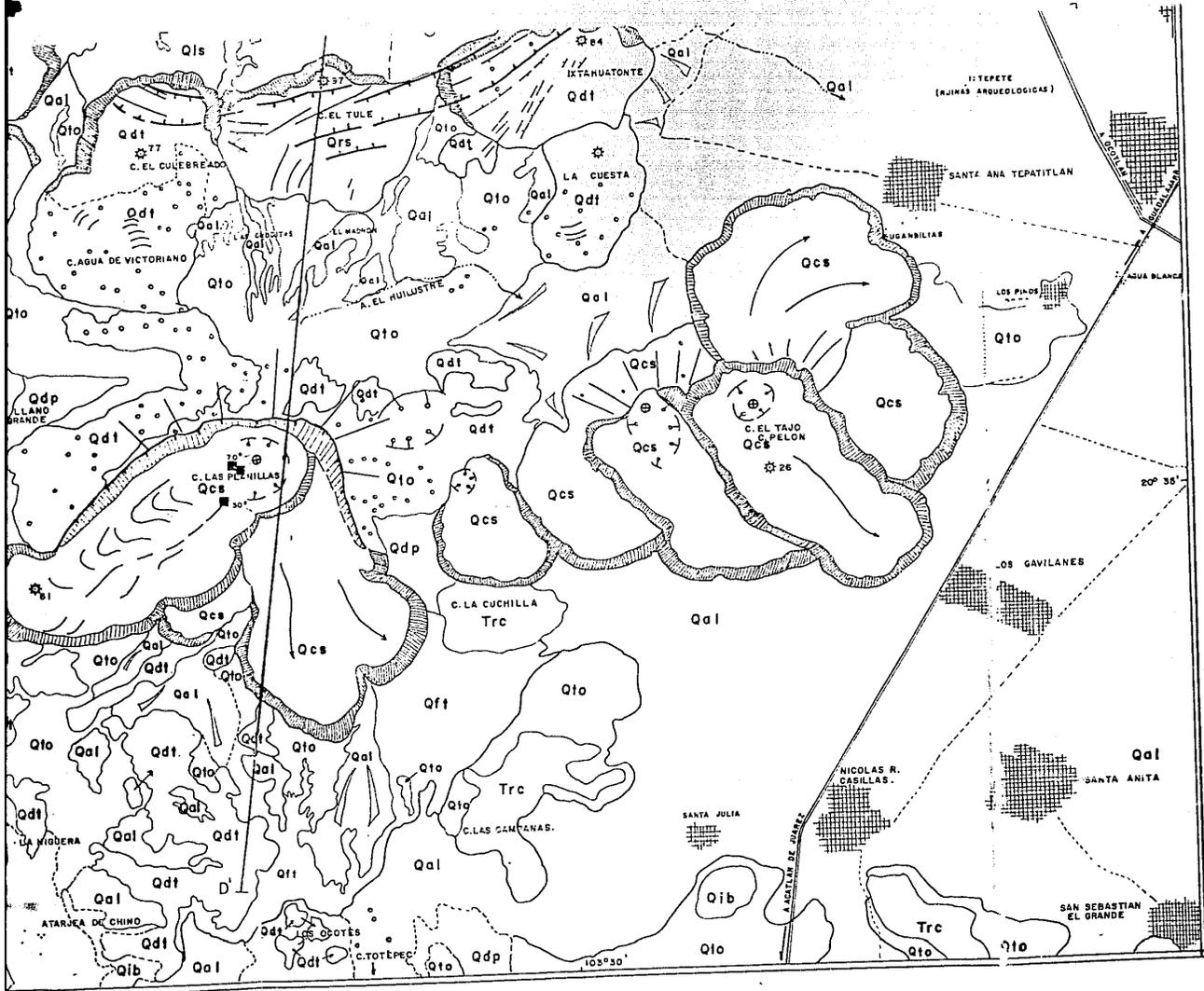
III.1 Introduccion

Como ya se mencionó anteriormente, desde el punto de vista regional La Primavera se ubica en una zona en donde la tectónica es activa y por lo tanto, su emplazamiento debe estar controlado por fallas importantes relacionadas con la formación del graben Tepic-Zacoalco. Sin embargo, las fallas que se observan en el área, cubiertas por los depósitos volcánicos emitidos por este centro eruptivo, no reflejan la dirección de los esfuerzos regionales y en particular, su distribución se restringe a la zona de la caldera (Figs. 6 y 7), lo cual es evidencia de que el sistema de fallas más joven en este sitio, se asocia con un proceso volcanogénico.

La gran mayoría de las fallas son de tipo normal y se pueden separar en dos grupos, aquellas de mayor magnitud descritas en los primeros estudios volcanológicos (Mahood, 1980 y Clough, 1981) y un segundo grupo constituido por fallas de poca longitud y desplazamientos pequeños que se concentran al sur del domo Nejahuete en la zona conocida como Cerritos Colorados (Figs. 6, 8 y 9), a las cuales se asocia una intensa actividad fumarólica. La CFE ha estudiado









CRATER DE HUNDIMIENTO



DESARROLLO INCIPIENTE DE UN CONO PIROCLASTICO Y DE TALUDES POR LA ADICION CONSECUTIVA DE PRODUCTOS DE CAIDA AEREA.



ZONA DE EMISION



CRATER DE EXPLOSION FREATICA



ABANICO ALUVIAL



DOMO PIROCLASTICO BASCULADO



POZO GEOTERMICO

SIMBOLOS ESTRUCTURALES .



COLAPSO CALDERICO, LOS DIENTES ESTAN DIRIGIDOS HACIA EL BLOQUE COLAPSADO



FALLA DE 1er ORDEN, LINEA INTERRUPTIDA, INFERIDA



FALLA DE 2o ORDEN ; LINEA INTERRUPTIDA, INFERIDA



FRACTURA ; LINEA INTERRUPTIDA, INFERIDA



SECCION GEOLOGICA

SIMBOLOS TOPOGRAFICOS



ARROYO INTERMITENTE



POBLACION



CARRETERA PAVIMENTADA

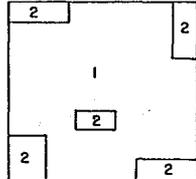


TERRACERIA



FERROCARRIL .

FUENTES DE INFORMACION



1... FOTODINTERPRETACION Y VERIFICACION DE CAMPO POR LA AUTORA.

2... TOMADO DE VENEGAS Y SANCHEZ, (1987a)

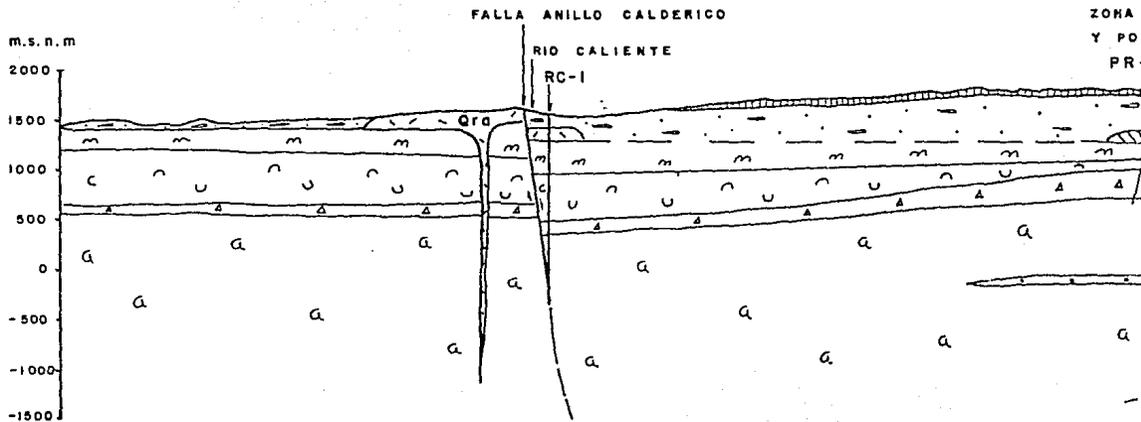


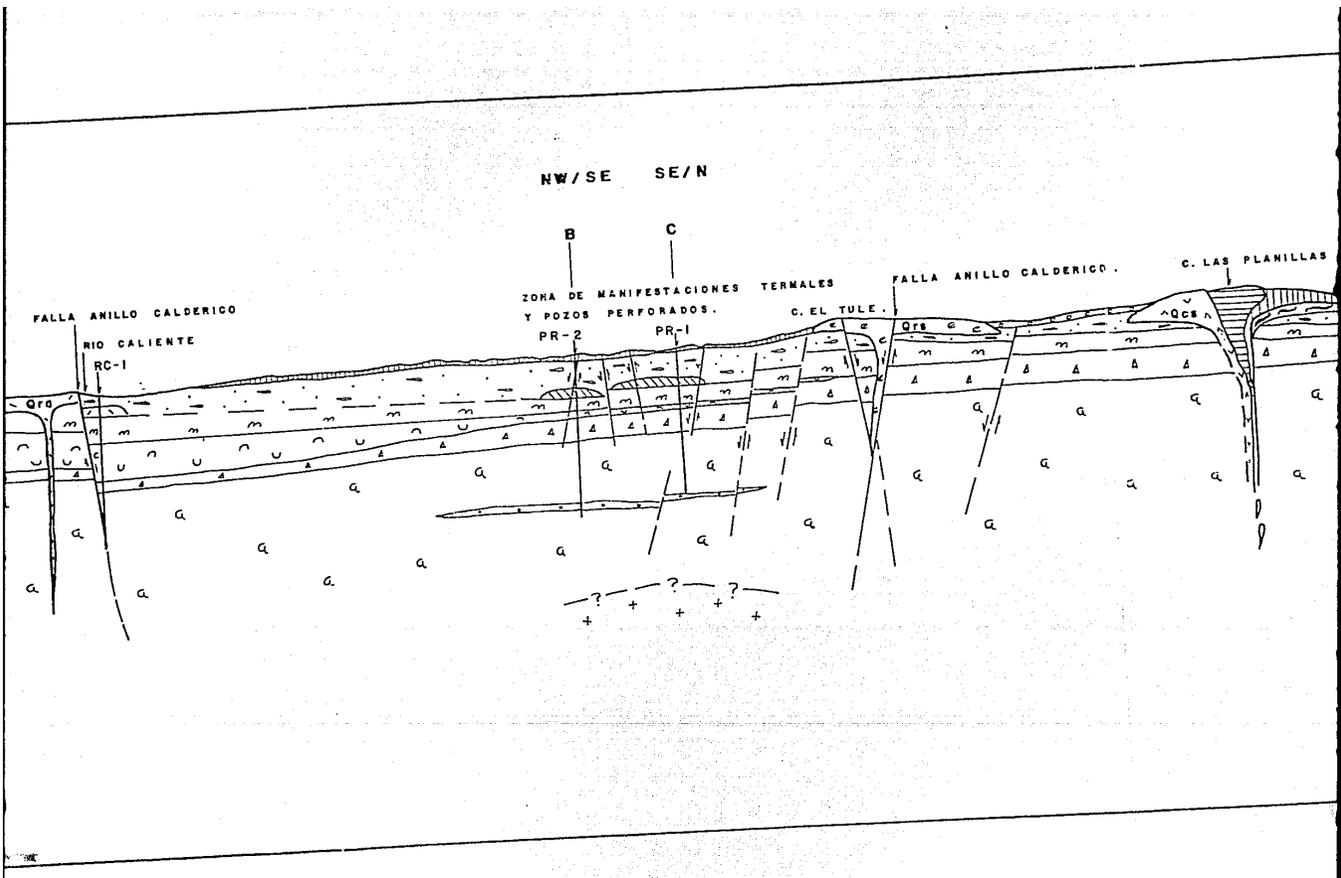
FIG: 6 MAPA GEOLOGICO- ESTRUCTURAL DE LA PRIMAVERA, JALISCO.

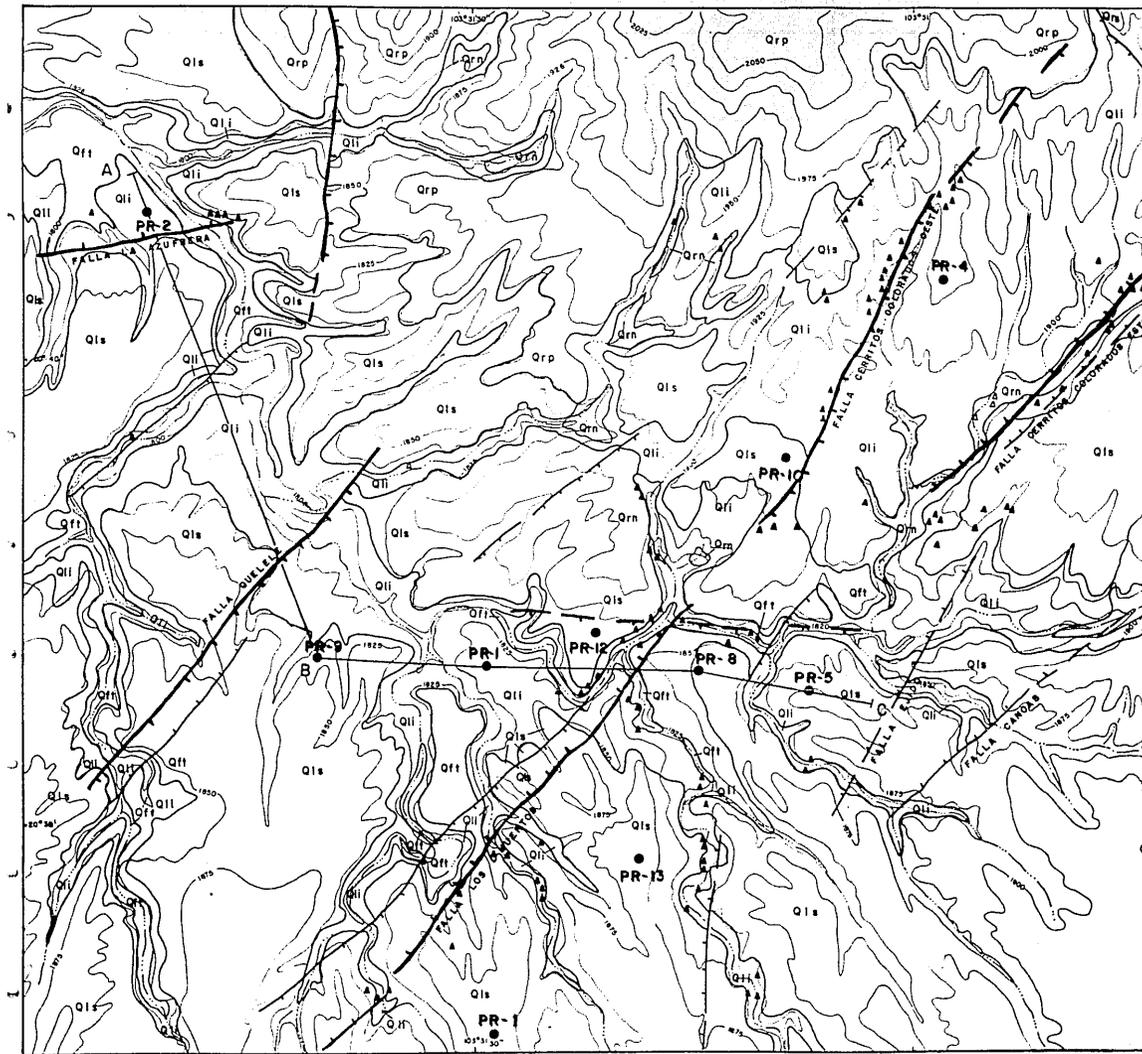
NW

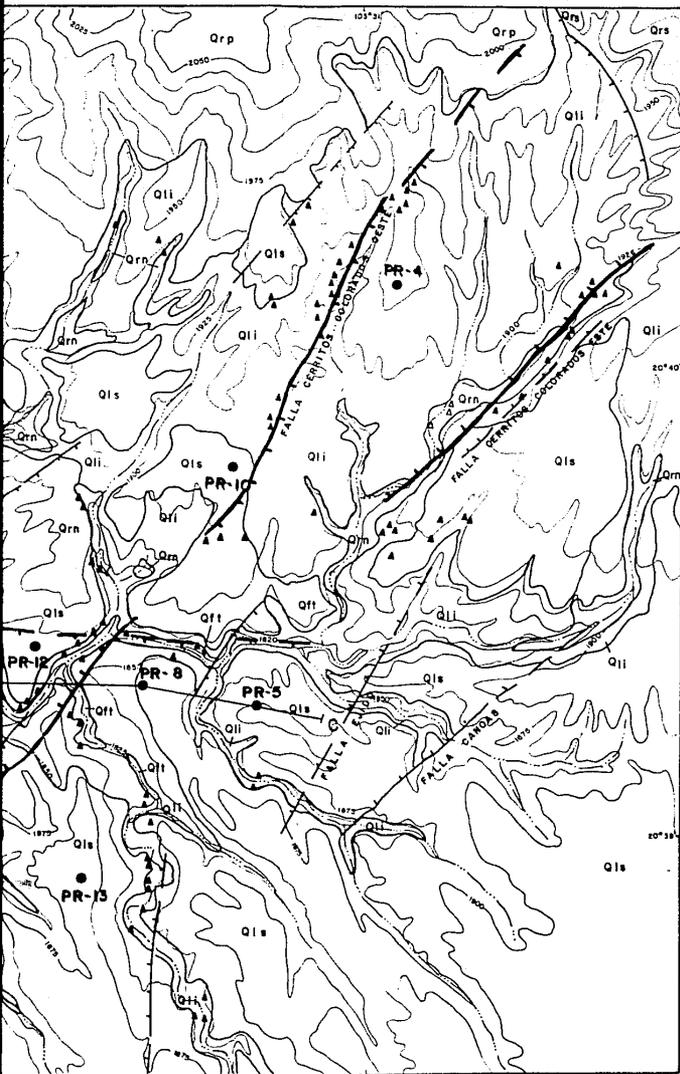
NE

A









SIMBOLOGIA

- Qra RIOLITA FISURAL
- Qrp RIOLITA NEJAHUETE (2º EVENTO)
- Qls DEPOSITOS FLUVIO-LACUSTRES Y PIROCL.
- Qrn RIOLITA NEJAHUETE (1er. EVENTO)
- Qll DEPOSITOS LACUSTRES
- Qft TOBA TALA
- A B SECCION GEOLOGICA
- CONTACTO GEOLOGICO
- FALLA NORMAL (1er. ORDEN)
- FALLA NORMAL INFERIDA (1er. ORDEN)
- FALLA NORMAL (2º ORDEN)
- FALLA NORMAL INFERIDA (2º ORDEN)
- 100— CURVA DE NIVEL
- ARROYO
- ▲ FUMAROLA
- POZO PERFORADO
- PR-5



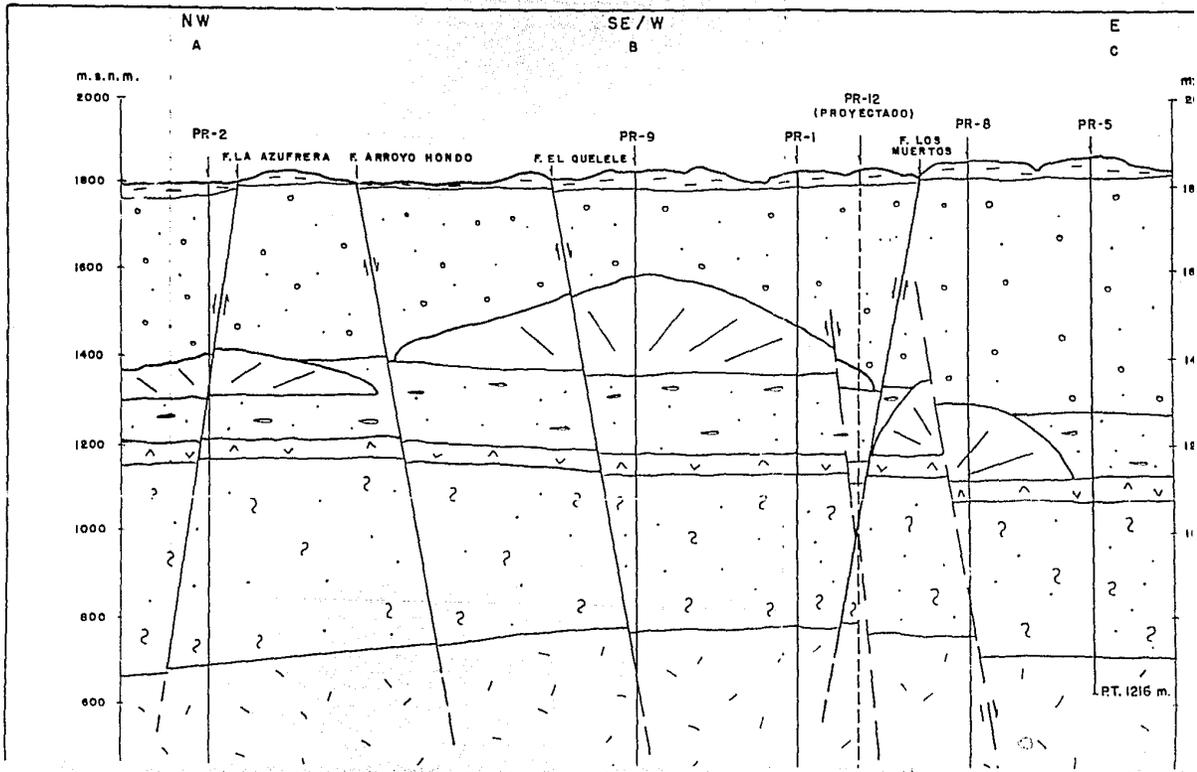
AREA CARTOGRAFIADA

0 1 2 Km.

Fig: 8
**MAPA GEOLOGICO A DETALLE DE
 LA ZONA DE CERRITOS COLORADOS
 PRIMAVERA, JAL.**

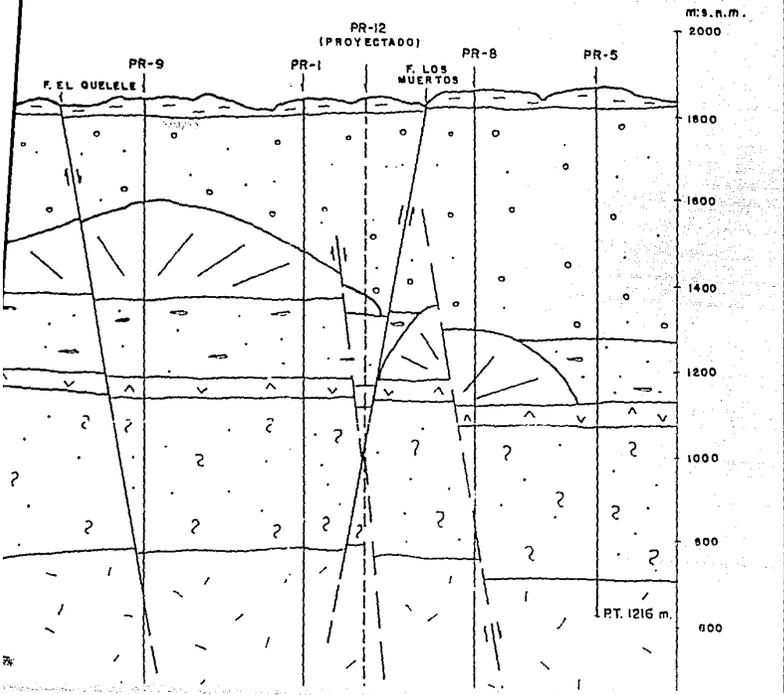
Aida López Hernández

MODIFICADO DE VENEZAS Y SANCHEZ, (1987b)



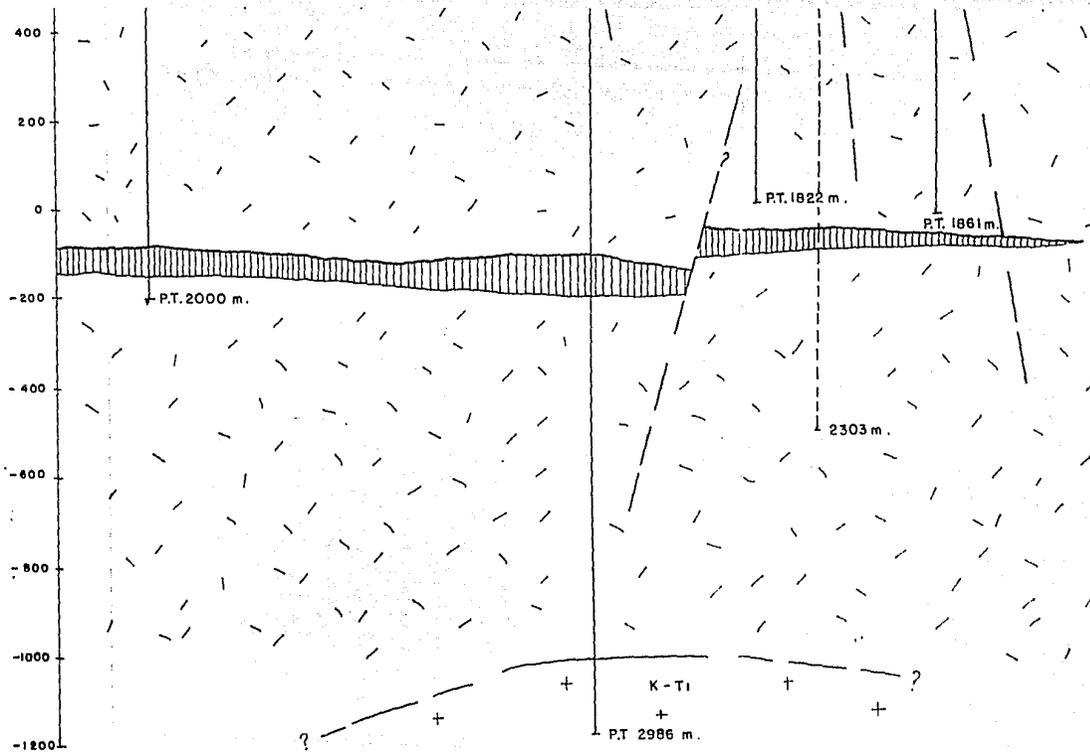
SE / W
B

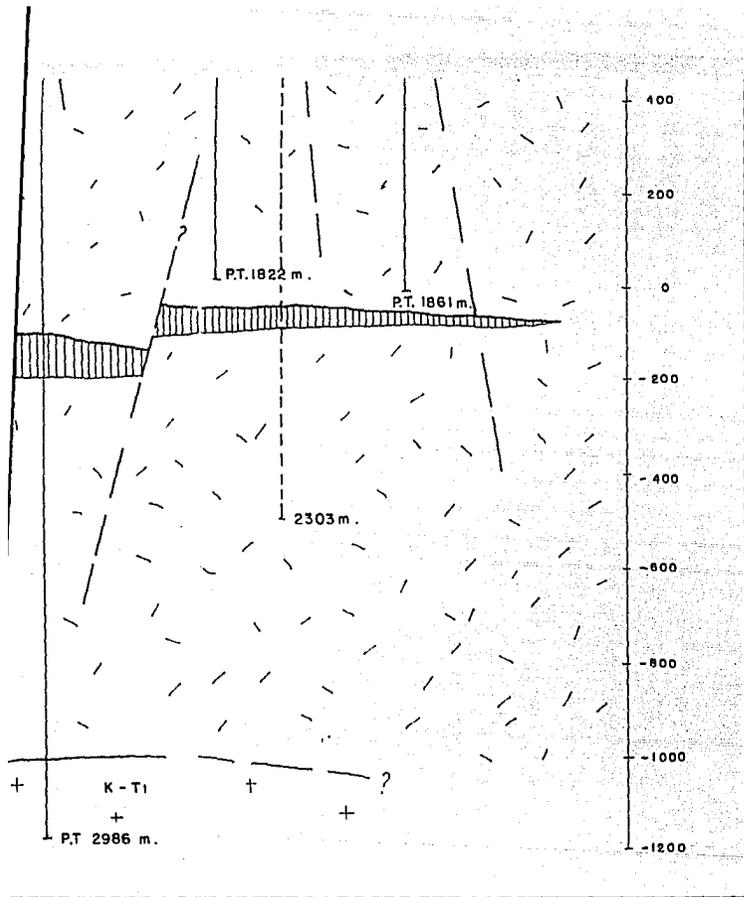
E
C



EXPLICACION

-  SEDIMENTOS LACUSTRES
-  TOBA TALA
-  DOMOS
-  DEPOSITOS DE FLUJOS PIROCLAST.
-  ANDESITAS
-  TOBA LITICA
-  ANDESITAS
-  RIOLITAS
-  GRANITO
-  FALLA NORMAL
-  FALLA NORMAL INFERIDA
-  POZO GEOTERMICO PERFORADO
-  PROFUNDIDAD TOTAL.





SIERRA DE LA PRIMAVERA, JAL.

SECCION GEOLOGICA A, B, C.
DE LA ZONA DE CERRITOS COLORADOS

FIG. 9

AIDA LOPEZ HOZ.

exhaustivamente esta última región para delimitar la zona de mayor interés geotérmico; se ha efectuado la cartografía a detalle (Venegas y Ruy, 1981), incluyendo un estudio de fracturamiento (Casarrubias y Torres, 1982), estudios geofísicos (Romero, 1981) y la geoquímica de los gases y fluidos (Truesdell y Mahood, en preparación), asimismo se han perforado 11 pozos exploratorios.

Recientemente se estableció un convenio de colaboración entre la CFE y una institución japonesa denominada JICA (Japan International Cooperation Agency), para la perforación de los dos últimos pozos profundos. Como parte de este convenio se realizaron estudios geológicos, geoquímicos (de aguas y suelos) y evaluatorios del yacimiento, todos ellos encaminados a la localización de estos dos pozos. En la evaluación geológica se incluyó un estudio microestructural en el cual tomó parte la autora y tuvo como objetivo determinar la dirección de los esfuerzos e indicar su origen.

A continuación se describe la metodología empleada para la toma de datos en el campo, así como su procesamiento. Posteriormente se interpreta la información y se le relaciona con alguna de las etapas magmáticas más importantes.

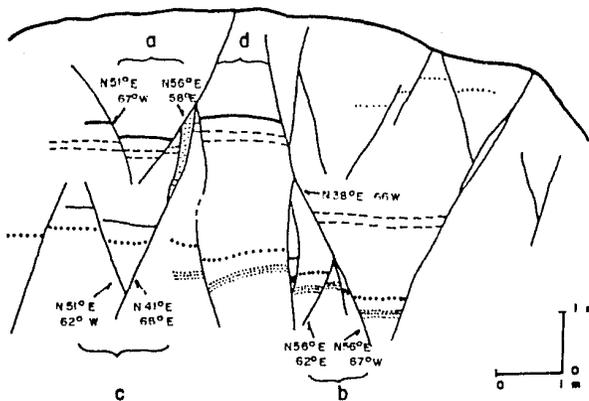
III.2. Metodología

En el trabajo de campo realizado en varias campañas entre 1985 y 1986, se cubrió prácticamente toda el área de la caldera. En la primera etapa, como ya se mencionó se trabajó en colaboración con el geólogo japonés, Ko Sato; se hizo un recorrido por los principales arroyos y caminos, midiendo con brújula y cinta; se tomaron datos de todas las "macrofallas" cuyos saltos varían entre 2 y 15 m (Los Muertos, Las Canoas, etc.) (Fig. 8), de las fracturas de tensión, de las estrias y se puso especial énfasis en la medición de sistemas conjugados de microfallas. Con los datos de rumbo e inclinación de cada par conjugado se construyeron en el terreno los estereogramas, trabajando en el hemisferio inferior para poder obtener la dirección del paleosistema de esfuerzos. En campañas subsecuentes, la autora hizo extensiva la toma de este tipo de datos a los sitios que no quedaron cubiertos durante la primera etapa, utilizando cartas topográficas escala 1:5000; la construcción de los estereogramas se hizo en gabinete; en total se tomaron 95 datos (Tabla 1).

Es importante mencionar que la toma de datos se llevó a cabo básicamente en el paquete de sedimentos lacustres y unidades sobreyacentes por ser ésta la secuencia mejor expuesta en toda la zona incluida por la estructura calderica. Los datos que se lograron medir en la unidad infrayacente fueron muy escasos y además difíciles de obtener debido a la falta de horizontes de referencia, por ser éste un cuerpo ignimbrítico. Los sistemas conjugados fueron medidos en estaciones aisladas o en grupos cuando se presentaban conjuntos de pares conjugados (Fig. 10). En algunas ocasiones podía tratarse de fallas más importantes (10 m de salto) acompañadas de otras de menores dimensiones.

La siguiente etapa de procesamiento de la información consistió en ubicar sobre un mapa escala 1:25 000 la dirección de los

MICROFACTURAMIENTO DE LA PARTE SUPERIOR DE
LA SECUENCIA FLUVIO-LACUSTRE.



ESTEREOGRAMAS

(Hemisferio Sur)

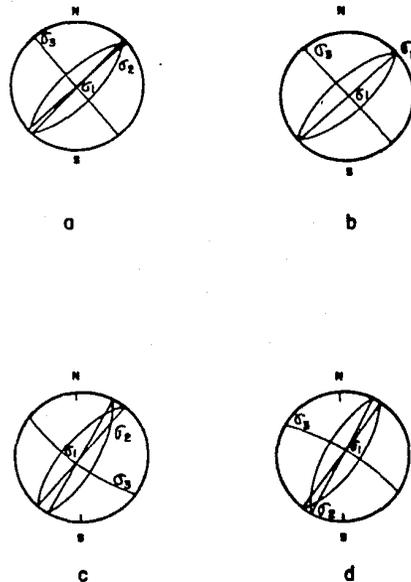


FIG:10. EJEMPLO DEL TRATAMIENTO DE DATOS ESTRUCTURALES.

σ_1 EJE DE ESPUEZO MAXIMO
 σ_2 EJE DE ESPUEZO INTERMEDIO
 σ_3 EJE DE ESPUEZO MINIMO

Tabla-1. Sistemas de pares de microfallas conjugados. Zona Cerritos Colorados-La Azufrera.

No. DATO	SISTEMA CONJUGADO		DIRECCION DE LOS ESFUERZOS					
	SISTEMA 1	SISTEMA 2	G		G		G	
S-3	N29°E 68°E	N16°E 77°W	N38°E	68°NE	N21°E	20°SW	N67°W	6°NW
S-5	N27°E 78°W	N11°E 76°E	N14°E	56°SW	N19°E	33°NE	N71°W	3°NW
S-12	N46°E 76°E	N39°E 62°W	N15°E	78°NE	N43°E	8°SW	N48°W	10°SE
S-13	N39°E 15°W	N51°E 83°E	N47°E	43°NE	N42°E	47°SW	N44°W	2°NW
S-15	N40°E 80°E	N79°E 72°NW	N64°E	37°SW	N54°E	52°NE	N29°W	4°SE
S-22	N31°W 58°E	N31°W 77°W	N59°E	79°NE	N31°W	0°SE	N58°E	10°SW
S-27	N49°E 82°NW	N41°E 76°E	N44°E	68°SW	N46°E	20°NE	N45°W	2°NW
S-28	N33°E 78°W	N34°E 75°E	N84°E	88°NE	N33°E	2°SW	N56°W	2°NW
S-29	N54°E 78°W	N79°E 85°E	N83°E	41°NE	N73°E	47°SW	N11°W	4°NW
S-30	N 1°W 68°E	N13°E 72°W	N 2°W	70°SE	N 7°E	18°NE	N81°W	3°NW
S-31	N47°E 70°E	N29°E 68°W	N35°E	68°NE	N38°E	23°SW	N52°W	1°SE
A-50	N-S 84°W	N25°E 88°SE	N11°E	18°NE	N18°E	72°SW	N78°E	25°W
S-33	N36°E 77°W	N33°E 82°E	N60°E	82°SW	N34°E	8°NE	N55°W	2°SE
S-34	N63°E 80°E	N48°E 60°W	N31°E	67°NE	N59°E	20°SW	N35°W	10°SE
S-35	N72°E 61°NW	N42°E 85°E	N70°E	50°SW	N46°E	38°NE	N31°W	10°SE
S-36	N55°E 41°E	N20°E 69°W	N68°E	65°NE	N29°E	18°SW	N55°W	14°NW
S-38a)	N29°E 82°E	N31°E 62°W	N81°W	78°NW	N29°E	4°NE	N61°W	12°SE
S-38b)	N59°E 66°W	N72°E 57°SE	N85°E	79°NE	N64°E	12°SW	N25°W	3°NW
S-38c)	N11°E 73°W	N31°E 67°E	N34°E	48°NE	N27°E	43°SW	N59°W	4°NW
S-39	N32°W 63°W	N58°W 77°E	N24°W	78°SE	N57°W	9°NW	N33°E	7°NE
S-40	N23°W 64°E	N15°W 74°W	N24°W	79°SE	N-S	11°N	E-W	4°W
A-16	N80°E 80°E	N70°W 85°W	N86°W	26°NW	N61°W	63°SE	N 4°E	2°NE
S-41	N52°E 72°E	N36°E 79°W	N51°E	62°NE	N42°E	27°SW	N46°W	3°NW
S-44	N64°E 70°E	N45°E 68°W	N52°E	66°NE	N55°E	23°SW	N36°W	2°SE
S-47	N15°E 75°E	N61°E 59°W	N44°E	48°SW	N28°E	42°NE	N53°W	7°SE
S-48	N29°E 65°E	N34°E 83°N	N10°W	78°SE	N32°E	10°NE	N59°W	9°NW
S-49	N26°W 56°E	N21°W 88°W	E-W	70°E	N22°W	7°NW	N66°E	18°SW
S-50	N54°E 87°W	N45°E 78°E	N41°E	59°SW	N52°E	30°NE	N40°W	5°NW
S-52	N48°E 87°W	N88°E 31°N	N84°W	39°SE	N78°W	26°NW	N27°W	52°SE
S-56	N19°E 73°W	N71°E 75°SE	N45°E	34°NE	N46°E	58°SW	N44°W	1°NW
S-58	N29°E 52°W	* 12S	N 1°E	77°NE	N37°E	10°SW	N55°W	85°E
S-59	N13°W 58°W	N11°W 60°E	N12°W	88°NW	N13°W	1°SE	N68°E	2°SW
S-61	N45°E 65°NW	N19°E 68°E	N35°E	64°SW	N31°E	27°NE	N58°W	2°SE
S-62	N17°W 67°W	N19°W 62°E	N58°W	87°SE	N18°W	2°NW	N72°E	35°W
S-63	N38°E 88°E	85°NE	N63°W	58°SE	N38°E	5°SW	N48°W	31°NW
S-64	N40°E 57°E	N37°E 52°W	N11°W	67°NW	N38°E	2°SW	N52°W	4°SE
S-67	N11°E 89°W	N79°W 78°N	N34°W	9°SE	N17°E	78°NE	N56°E	8°SW
S-68	N 2°W 77°W	N19°W 87°E	N 6°W	43°SE	N15°W	47°NW	N81°E	4°NE
S-69	N20°E 79°W	N31°W 70°E	N 9°W	32°SE	N 4°E	57°NE	N85°E	65°W
S-70	N21°W 62°E	N38°W 79°W	N 7°W	68°NW	N35°W	20°SE	N58°E	10°SW
S-71	N33°E 79°W	N36°E 82°W	N29°E	50°NE	N41°E	40°SW	N53°W	6°SE
S-72	N44°E 67°W	N34°W 70°E	N14°E	40°SW	N10°E	51°NE	N77°W	1°SE
S-73	N39°W 84°E	N 9°E 56°W	N 3°W	42°SE	N32°W	45°NW	N73°E	15°NE

* estrías.

TABLA No. 1 (continuación).

No. DATO	SISTEMA CONJUGADO				DIRECCION DE LOS ESFUERZOS					
	SISTEMA 1		SISTEMA 2							
A-5	N20°E	0	N38°E	88°SE	N29°E	6°NE	N22°E	84°SW	N60°W	2°NW
A-36	N39°E	60°W	N17°E	74°E	N48°E	64°SW	N24°E	24°NE	N61°W	10°SE
A-43	N27°E	80°E	N-SE	78°W	N14°E	44°NE	N17°E	45°SW	N74°W	1°NW
A-96	N50°E	76°W	N-S	80°E	N26°E	26°SW	N19°E	63°NE	N65°W	3°SE
A-101a)	N62°E	75°W	N60°E	75°SE	N73°E	67°SW	N61°E	3°NE	N27°W	1°SE
A-101b)	N-S	86°E	N20°E	90°	N 9°E	13°SW	N20°E	77°NE	N80°W	3°NW
A-103	N80°E	70°E	E-W	75°N	N82°E	74°SW	N86°E	16°NE	N 4°W	1°NW
REGIONAL										
S-77	N56°E	72°E	Fitch	86°SW	N89°W	78°NW	N46°E	4°NE	N41°W	12°SE
S-79	N21°E	74°W	N37°E	77°E	N25°E	61°NE	N29°E	29°SW	N62°W	2°SE
S-83	N77°E	74°W	N51°E	77°E	N65°E	48°SW	N63°E	42°NE	N25°W	1°SE
S-85	N29°W	64°W	N27°E	70°E	N 2°W	42°NW	N 2°E	46°SW	E-W	3°E
S-86	N46°W	29°S	N83°E	47°N	N32°E	52°NE	N64°W	19°NW	N 7°W	32°SE
S-88a)	N56°E	58°E	N58°E	67°W	N 6°W	84°SE	N57°E	2°NE	N33°W	5°NW
S-88b)	N56°E	62°E	N56°E	67°W	N34°W	66°NE	0		N34°W	3°NW
S-88c)	N51°E	62°W	N41°E	68°E	N66°E	78°SW	N45°E	1°NE	N43°W	3°SE
S-88d)	N47°E	63°E	N38°E	66°W	N50°E	79°NE	N42°E	10°SW	N47°W	2°NW
S-89	N81°W	72°E	N69°W	68°NE	N63°W	74°NW	N76°W	16°SE	N15°E	3°SW
S-90	N47°W	88°E	N 5°E	82°W	N21°W	10°SE	N35°W	79°NW	N69°E	2°NE
S-94	N27°W	78°W	N39°W	88°E	N26°W	30°NW	N37°W	58°SE	N60°E	6°SW
S-97	N22°E	73°E	N36°E	65°W	N41°E	73°SW	N27°E	17°NE	N61°W	4°SE
S-103	N 3°E	67°E	N27°E	72°W	N 6°E	62°SW	N17°E	28°NE	N74°W	3°NW
S-104	N 6°E	55°W	N31°E	72°E	N 2°W	68°NW	N23°E	20°NW	N70°W	9°SE
S-108	N67°E	56°W	N58°E	61°E	N82°E	82°SW	N62°E	7°NE	N27°W	2°SE
S-112	N88°E	78°N	N76°E	61°E	N52°E	72°SW	N64°E	15°NE	N 8°W	9°NW
S-115	N87°W	69°W	N39°W	60°E	N44°W	62°NW	N57°W	27°SE	N37°E	65°W
S-116	N 9°E	83°E	N11°W	75°W	N 5°W	48°NW	N 2°E	40°SW	N86°E	4°NE
A-105	N68°W	84°E	85°SE	Fitch	N14°E	55°SW	N71°W	5°NW	N26°E	35°NE
A-106	N78°E	74°SE	N80°W	35°NE	N37°W	67°NW	N82°E	13°NE	N 4°W	20°SE
A-112	N30°E	77°NW	N45°E	0	N32°E	43°NE	N45°NE	47°SW	N52°W	7°SE
A-114	N18°E	86°NW	N-S	0	N 9°E	15°SW	N 5°E	74°NE	N81°W	2°NW
A-115	N54°E	82°NW	N 5°E	70°SE	N27°E	30°SW	N40°E	49°NE	N59°	6°NW
A-116	N15°E	83°SE	N25°E	54°NW	N19°E	54°SW	N21°E	35°NE	N70°W	1°NW
A-117	N 6°E	81°SE	N40°E	65°NW	N32°E	44°SW	N13°E	44°NE	N67°W	9°SE
A-120	N25°E	72°NW	N12°E	65°SE	N 8°E	76°SW	N21°E	14°NE	N70°W	4°NW
A-122	N30°W	81°SW	N50°W	78°NE	N41°W	44°SE	N28°W	44°NW	N50°E	3°SW
A-128a)	N25°W	68°NE	N-S	65°W	N30°W	64°SE	N13°W	26°NW	N77°E	2°SW
A-132	N 5°E	75°SE	N-S	68°W	N23°W	82°NW	N 3°E	75°	N86°W	4°SE
A-134	N80°E	84°SE	N45°E	84°NW	N60°E	16°NE	N68°E	73°SW	N30°W	2°SE
A-137	N 8°E	78°SE	N 7°E	85°NW	N50°E	85°NE	N 8°E	3°SW	N81°W	3°NW
A-143	N16°E	65°SE	N21°E	74°NW	N20°W	62°SE	N19°E	7°NE	N71°W	6°NW
A-128b)	N35°E	58°NW	N 5°W	55°NE	N12°E	62°SW	N17°E	27°NE	N74°W	2°NW

Datos de fallas principales:

F. La Azufrera	N75°E	75°NW
F. A. Hondo	N50°E	67°SE
F. Barranca	N70°E	76°W
F. P-65	N35°W	82°E
F. P-23	N50°W	82°E
F. F. Embalse	N15°E	88°E
F. F. Embalse	N39°E	70°E
F. El Ejido	N30°E	76°W
F. Cansas	N49°E	66°W
F. EC. Colorados	N40°E	80°W
F. WC. Colorados	N25°E	72°E

esfuerzos σ_1 y σ_2 en cada estación, para después unir todos los puntos y obtener dos mapas de la trayectoria de los esfuerzos (Figs. 11 y 12). Enseguida se construyeron perfiles topográficos en los cuales se vació la información de σ_1 y σ_2 , para poder observar en corte la dirección del máximo esfuerzo σ_1 (Fig. 13).

Adicionalmente, para comprobar la dirección principal del fracturamiento, se hizo un diagrama de concentración de polos, empleando los datos de todas las fallas utilizadas en la construcción de los estereogramas (Fig. 14), con el propósito de apoyar la interpretación realizada con base en la configuración de σ_1 y σ_2 .

Paralelamente se realizó un mapa estructural y una sección geológica, en donde se incluyeron todas las rasgos cartografiables en escala 1:50 000 (Figs. 6 y 7 16), tanto los medidos en el terreno como aquellos cuyos rasgos morfológicos permitieron su identificación en el análisis fotogeológico. Asimismo, se hicieron a detalle, un mapa geológico y una sección (Figs. 8 y 9) de la zona de fumarolas (Cerritos Colorados), utilizando la información obtenida por la CFE, el grupo JICA y la autora. La realización de estos mapas tuvo por objeto el contar con una base cartográfica que permitiera interpretar correctamente la información estructural.

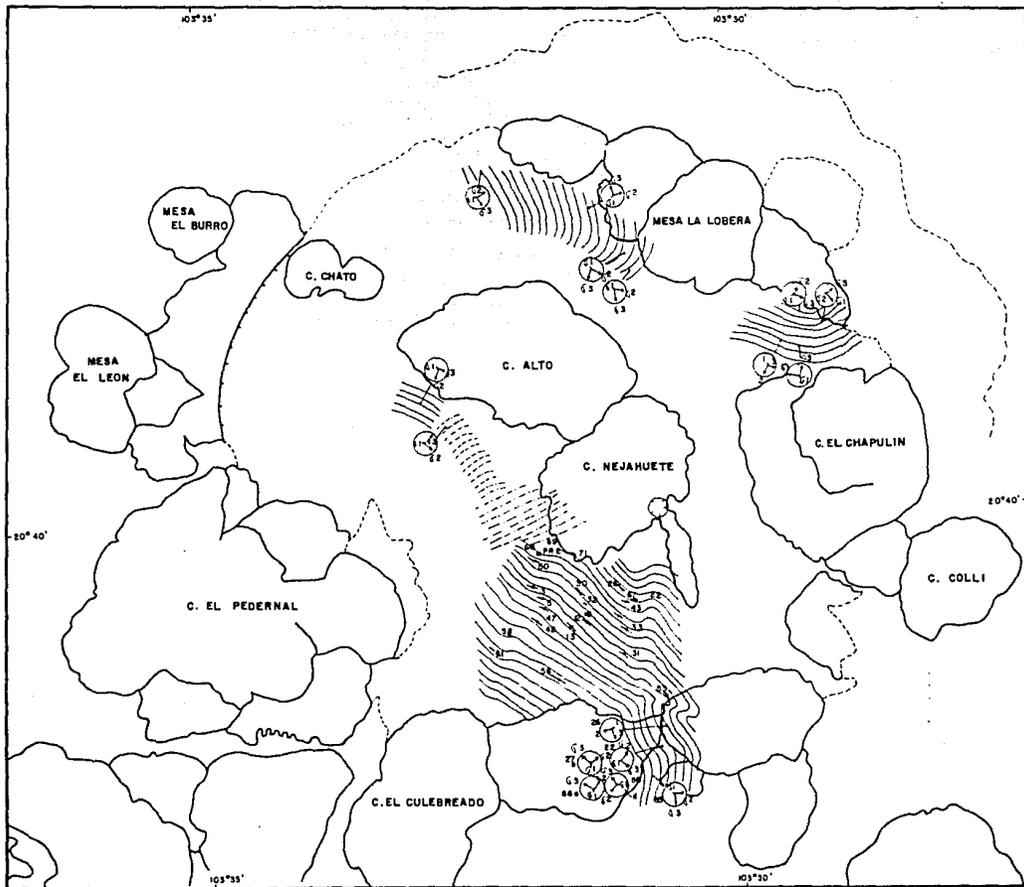
V.2. Interpretación de la Dirección de los Esfuerzos

La descripción de las estructuras observables en las fotografías aéreas, es decir aquellas de mayor magnitud (borde caldérico, falla Nejahuete, etc.) no es suficiente para comprender la secuencia de eventos deformacionales a que estuvo sujeta la región, debido en gran medida a lo escaso de estos rasgos. Por tal motivo, en el presente trabajo se consideró necesario realizar el estudio de las microestructuras, a fin de ahondar en el mecanismo que generó el fracturamiento, sobre todo en el centro de la estructura caldérica.

A continuación se interpretan las configuraciones que resultaron de procesar los datos recolectados en las estaciones microestructurales.

En el mapa construido a partir de la dirección de los esfuerzos σ_1 y σ_2 (Fig. 11) se observa con claridad que existen básicamente dos zonas donde se manifiesta la deformación, una se localiza cerca del borde caldérico y la otra se concentra en el área ubicada al sur del cerro el Nejahuete. La falta de estaciones fuera de estas dos zonas no se debe sólo a la dificultad para tomar los datos, por la importante cubierta vegetal, sino a que realmente la zona intracaldérica no fue afectada en su conjunto. Solo existieron áreas que fueron sometidas a esfuerzos extremos de tipo vertical, hecho que se comprueba con la configuración. La zona de "sombra", donde no es posible extrapolar los datos, debe interpretarse como una región donde la deformación no fue significativa por lo que el paquete de rocas no sufrió deformación apreciable.

Esta interpretación confirma la idea propuesta por Mahood (1980) acerca de un levantamiento de poca magnitud en comparación con la resurgencia propuesta por el modelo de Smith y Bailey (1968) para



SIMBOLOGIA

— TRAYECTORIA DE ESFUERZO MINI EN LOS SEDIMENTOS LACUSTRES

- - - TRAYECTORIA DE ESFUERZO MINI EN LA TOBA TALA.

ZZ PUNTO DE MEDICION EJE DE G2

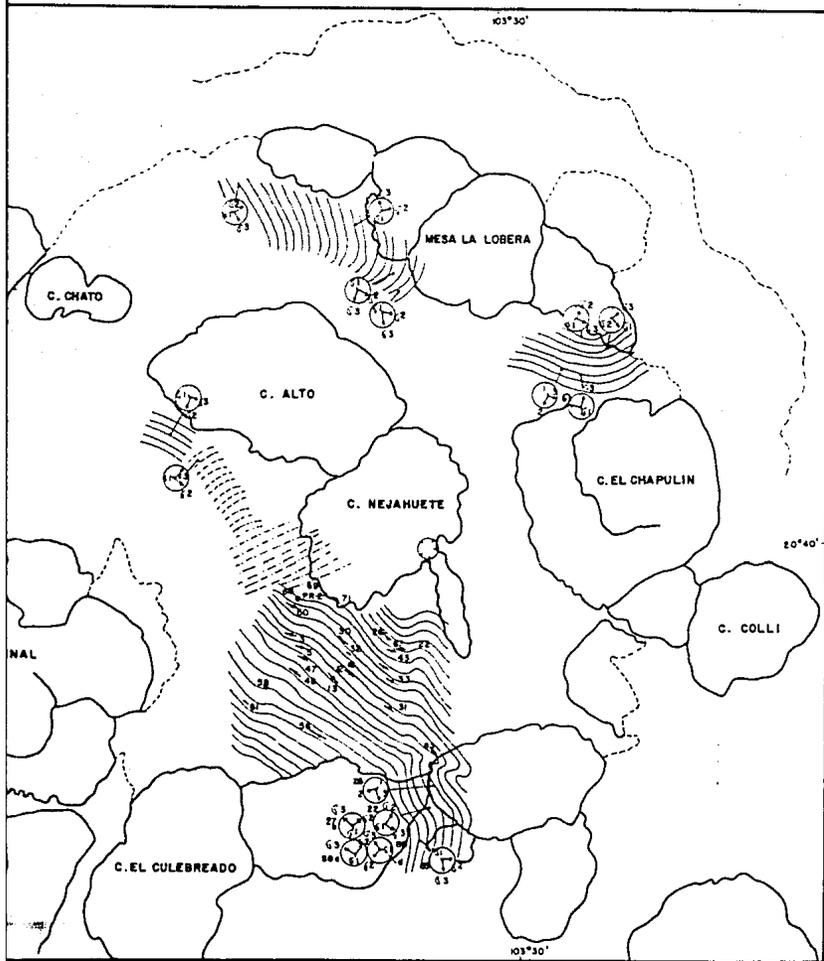
PUNTO DE MEDICION

G1 EJE DE ESFUERZO MAXIMO
 G2 EJE DE ESFUERZO INTERMED
 G3 EJE DE ESFUERZO MINIMO

0 1 Km

FIG: II
 EJES DE ESFUERZO PRINC
 EN LA PRIMAVERA, JAL.

AIDA LOPEZ HERN



SIMBOLOGIA

TRAYECTORIA DE ESFUERZO MINIMO (σ_3) EN LOS SEDIMENTOS LACUSTRES.

TRAYECTORIA DE ESFUERZO MINIMO (σ_3) EN LA TOBA TALA.

PUNTO DE MEDICION EJE DE σ_3

PUNTO DE MEDICION

1 EJE DE ESFUERZO MAXIMO

2 EJE DE ESFUERZO INTERMEDIO

3 EJE DE ESFUERZO MINIMO

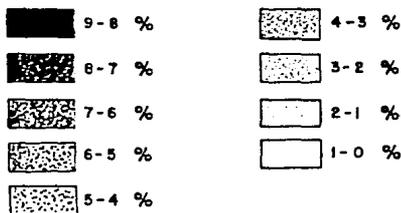
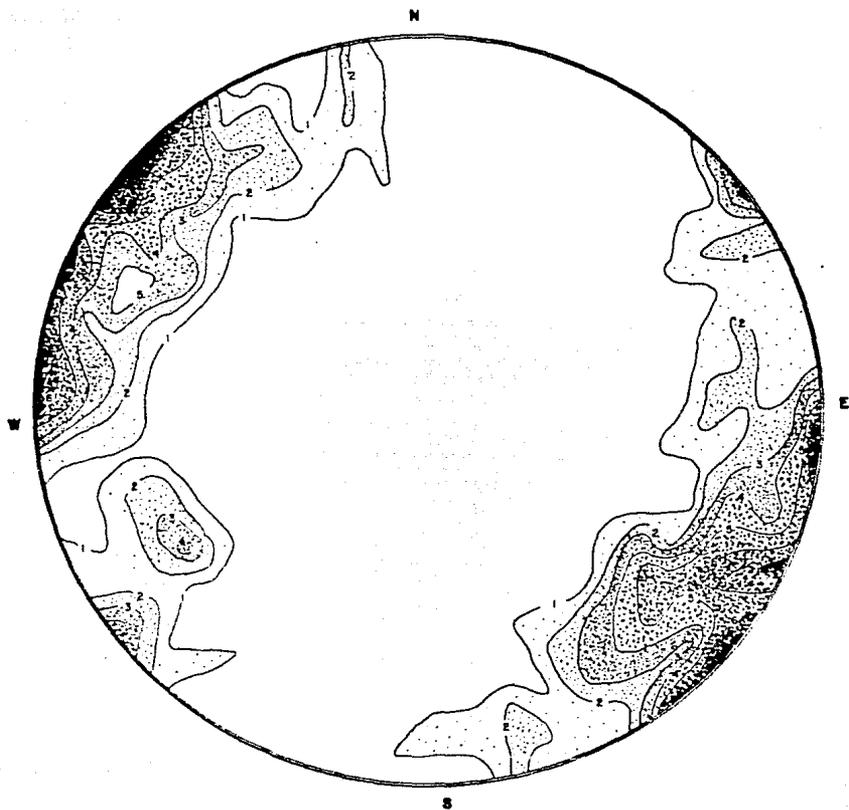
0 1 Km

FIG: II

EJES DE ESFUERZO PRINCIPAL
EN LA PRIMAVERA, JAL.

AIDA LOPEZ HERNANDEZ.

FIG:14 DIAGRAMA DE DENSIDAD DE POLOS QUE MUESTRA LA ORIENTACION DE FALLAS Y FRACTURAS EN LA CALDERA DE LA PRIMAVERA, JAL.



otras calderas. Igualmente el hecho de que no existan fallas de gran magnitud en la zona más elevada y se encuentren microestructuras solo en un área muy reducida, sugiere que el esfuerzo vertical debe haber sido poco importante.

Si se observa detalladamente la zona centro-sur (Figs. 11 y 12), puede notarse que los esfuerzos σ_2 y σ_3 son casi horizontales, particularmente, la dirección NW-SE del esfuerzo mínimo σ_3 explica por que la gran mayoría de las fallas medidas en esta zona tienen una dirección NE-SW.

Como puede observarse, casi todos los datos se concentran alrededor de los pozos PR-1 y PR-5 (Fig. 12), por estar ubicados en la zona más fracturada, y, consecuentemente la que sufrió mayor deformación durante el levantamiento. En la porción norte se observa una inflexión de las líneas, que se produce debido a que los datos de la zona sur fueron medidos en el paquete formado por la secuencia lacustre y depósitos superiores, mientras que en el norte se obtuvieron en la unidad infrayacente, la Toba Tala. El cambio observado en la dirección implica la presencia de dos campos de esfuerzos diferentes: uno anterior a la acumulación del paquete lacustre, posiblemente asociado con el colapso, y otro extensivo, relacionado con el levantamiento que afectó a la secuencia lacustre.

En los perfiles (Fig. 13), se constata que la dirección del máximo esfuerzo (σ_1) varía desde la vertical hasta un plano inclinado. Lo anterior sugiere un esfuerzo de empuje vertical predominante pero con ciertas variaciones, posiblemente debido a que la zona afectada por el colapso está constituida por diferentes bloques que respondieron de manera independiente a los esfuerzos, ocasionando con ello la desviación del eje de máximo esfuerzo. La presencia de estructuras en forma de "anticlinales y sinclinales" en esta configuración indican que la génesis de las fallas menores se asocia probablemente con un levantamiento local que tuvo un eje principal en dirección NE-SW, el cual forma parte del levantamiento general producido por la realimentación de la cámara magmática y que tuvo su máxima expresión hacia el sur, este último fue descrito por Mahood (1980) y Electroconsult (1979).

En algunas fallas, donde fue posible medir las estrías para determinar el tipo de desplazamiento, se encontró que no todos ellos fueron exclusivamente de tipo normal; existen movimientos ligeramente oblicuos, lo cual podría confirmar la teoría de los bloques antes mencionada.

En la configuración de polos (Fig. 14) se observa que los datos se concentraron en los extremos NW y SE de la circunferencia; lo anterior implica que la dirección del eje de esfuerzos mínimo (σ_3) tiene una dirección NW-SE y el eje de comprensión máxima (σ_1) es principalmente vertical. Asimismo se observa una segunda familia de fallas-fracturas, cuyo eje σ_3 tiene una dirección NE-SW y corresponde a las medidas efectuadas en la Toba Tala. Lo anterior coincide con la configuración realizada a partir de los estereogramas y apoya a la interpretación antes expuesta.

V.3. Génesis de los Esfuerzos

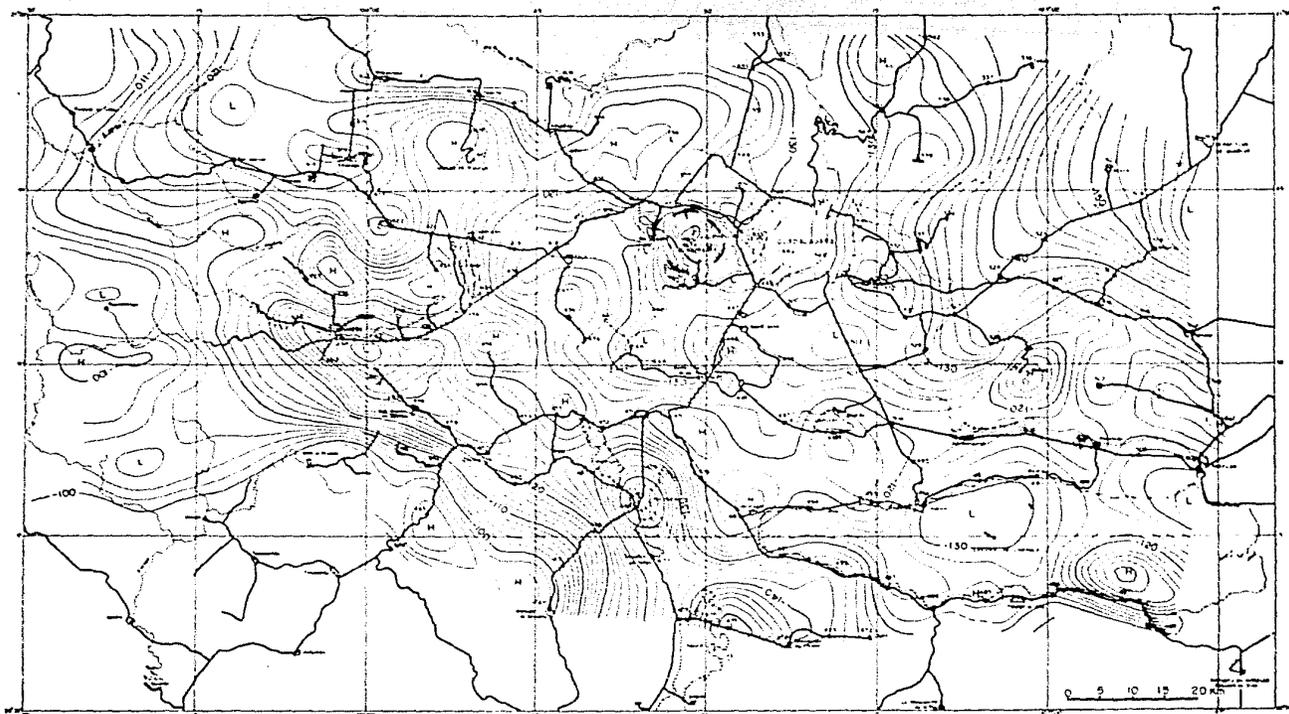
Como ya se mencionó, las fallas y fracturas visibles en el terreno, se relacionan en su mayoría con algún proceso de origen magmático. Las fallas anulares como El Colapso y aquellas observadas en los domos Tule, Ixtahuatonte y Las Pilas, son un reflejo de la estructura caldérica, y las restantes, tanto aquellas del Nejahuete como las de menores dimensiones, principalmente de dirección NE-SW, localizadas al sur de este edificio volcánico, se asocian con la etapa de levantamiento que sufrió la estructura en su conjunto.

Por lo tanto, se puede hablar a grandes rasgos de dos fases de deformación importantes, ambas de origen volcánico: una asociada al hundimiento de una zona en forma circular, aproximadamente de 10 km de diámetro, fenómeno que no ocurrió de manera homogénea, y que según los datos de campo formó varios bloques de dimensiones variables, limitados por fallas pequeñas, que fueron cayendo en forma escalonada hacia el centro de la estructura caldérica. Posteriormente, al cabo de un período de 30-35000 años, se inició la segunda fase, que consistió en el levantamiento de la zona limitada por las fallas exteriores del colapso, abarcando incluso la zona localizada al sur.

Este fenómeno fue producido por un empuje subvertical debido al aporte de nuevo magma. Localmente, en la zona donde existen las manifestaciones termales, la dirección de las fallas indica que los esfuerzos verticales tuvieron un eje de mínimos esfuerzos (σ_3) orientado NW-SE que generó fallas en dirección NE-SW principalmente.

El hecho de que la mayoría de las estructuras haya sido formada durante alguno de los procesos volcánicos antes mencionados, no implica que las fallas regionales no ejerzan control sobre la zona. Por el contrario, el hecho de encontrarse en una localidad donde la tectónica es muy importante debido a la intersección de tres grandes rasgos tectónicos, dos de los cuales se encuentran activos, manifiesta que de alguna manera deben haber influido en su emplazamiento; prueba de ello es la presencia de aparatos volcánicos en ambos extremos de la estructura alineados siguiendo una probable zona de debilidad con dirección NW-SE, que corresponde a la tendencia general del graben de Tepic-Zacoalco, del cual forma parte la zona en su extremo sureste (Fig. 3). Se ha comprobado la existencia de fallas con la misma tendencia, bajo la cubierta de los depósitos volcano-sedimentarios de La Primavera, a partir de la interpretación de la anomalía de Bouguer (JICA, 1989); en dicha configuración se observan claramente las tendencias NW-SE y E-W (Figs. 15 y 16), esta última corresponde a la orientación del Lago de Chapala, que posiblemente tuvo influencia hasta la zona que hoy ocupa La Primavera.

Por otra parte, el estudio de la dirección de los esfuerzos en las zonas aledañas a la caldera (Garduño y Tibaldi, en revisión), permite comprobar la presencia de dos fases de deformación regional, caracterizadas por σ_1 y σ_2 horizontales (Fig. 17). En la primera fase, σ_1 tuvo orientación NE-SW, y en la más reciente, NNW-SSE. Dicha configuración difiere de aquella obtenida por los datos microestructurales medidos en el área de la Caldera, donde σ_1 es prácticamente vertical.



($\rho = 2.20 \text{ g/cm}^3$)

FIG. 15 ANOMALIA DE BOUGUER REGIONAL (JICA, 1989)

— LINEAS GRAVIMÉTRICAS; H ALTO GRAVIMÉTRICO; L BAJA PUESTACIÓN GRAVIMÉTRICA
 - - - UNIDADES GRAVIMÉTRICAS; ρ DENSIDAD DE CORRECCIÓN PARA CÁLCULO DE
 ANOMALIA DE BOUGUER / TRAZA DE BORDE CALDERICO

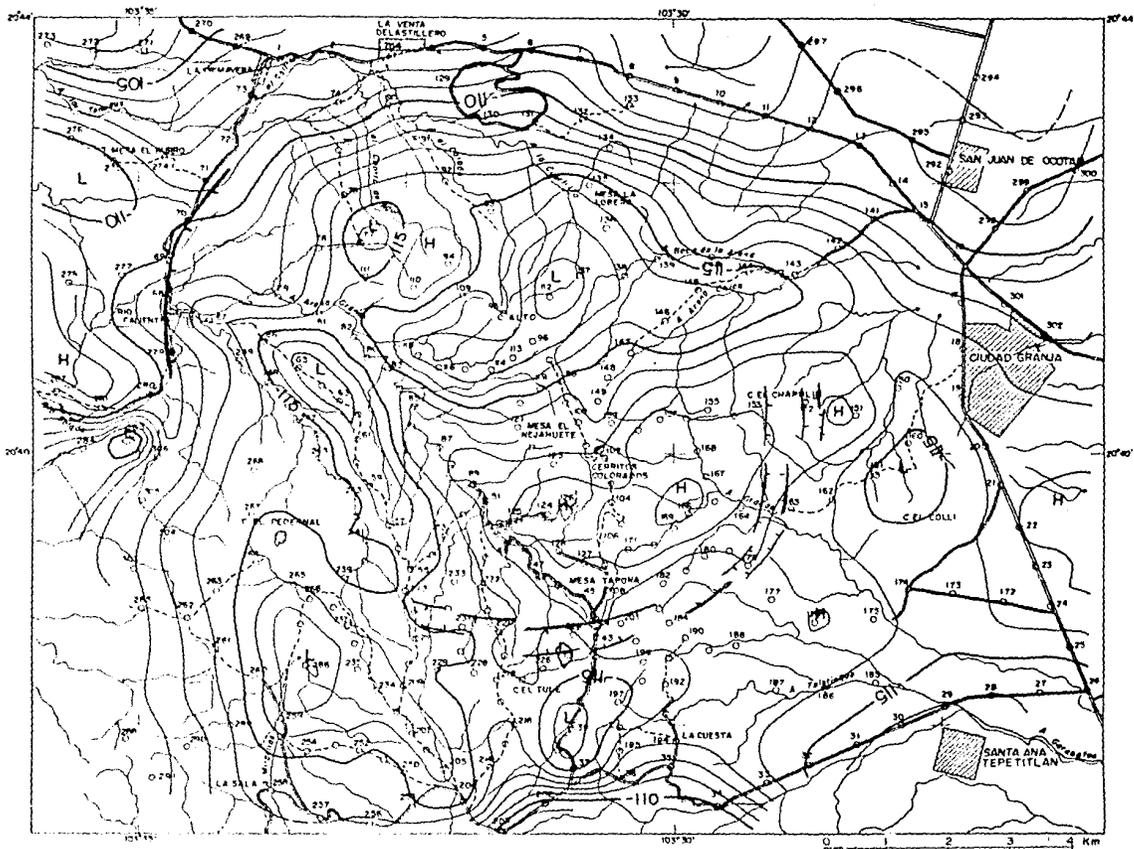


FIG. 16 ANOMALIA DE BOUGUER LOCAL (JICA, 1989) $\rho = 2.20 \text{ g/cm}^3$

○ DENSIDAD DE CORREC. PARA CALCULO DE ANOMALIA DE BOUGUER
 ○ FALLA ASOCIADA CON COLAPSO CALDERICO
 ○ ESTACION GRAVIMETRICA
 ○ L: BAJO GRAVIMETRICO
 ○ H: ALTO GRAVIMETRICO
 ○ HIGUIONES GRAVIMETRICAS

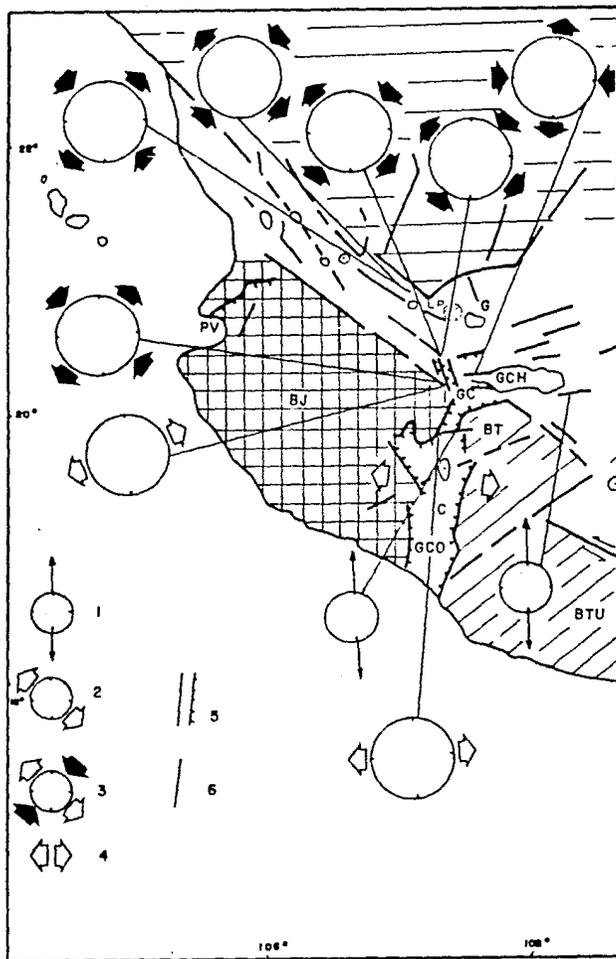


FIG. 17 BLOQUES Y ESTRUCTURAS PRINCIPALES EN LA PORCIÓN OESTE DEL EJE NEOVOLCÁNICO.

1: FASE DISTENSIVA CUATERNARIA; 2 Y 3: FASE PLIOCÉNICA; 4: EXTENSION OSTENDIDA EN BASE A LA GEOMETRÍA DE PLANOS DE FALLA NORMAL; 5: FALLA NORMAL; 6: FALLA TRANSCURRENTE; BJ: BLOQUE JALISCO; GCH: GRABEN DE CHIMALA; GCO: GRABEN DE COAHUILA; BT: BLOQUE DE TUXPAN; GCO: GRABEN DE COAHUILA; PV: PUERTO VALLARTA; LP: LA PRIMAVERA. (GARDUÑO Y TIRALDI, EN PRENSA).

Lo anterior indica que las estructuras observadas en la zona cubierta por los depósitos volcano-sedimentarios cuaternarios, no fueron generadas por el campo regional de esfuerzos, es decir, que el origen de estas fallas es independiente de la tectónica regional y bien puede ser ígneo, como ya se manifestó antes.

Las fallas regionales con dirección NW-SE y E-W que se interpretan de la información geofísica, cronológicamente son anteriores a las fallas identificadas en la cubierta formada por productos de la caldera, esto se deduce por la ausencia superficial de fallas similares a las regionales de tipo transtensional, e implica que al menos en la zona de La Primavera no ha habido reactivación de los esfuerzos regionales desde que se inició la actividad ígnea en la zona, o sea hace 120 000 años aproximadamente.

V.4. Penetrabilidad de las Estructuras

La longitud de las fallas observadas en La Primavera, así como la magnitud de sus desplazamientos verticales, permiten considerar que su penetración en las unidades subyacentes debe ser reducida, ya que ésta es proporcional a las dimensiones de las estructuras. Por lo tanto, ya que la mayoría de las fallas y fracturas observadas en la superficie no rebasan los dos kilómetros, es de suponer que tienden a desaparecer a pocos cientos de metros de profundidad.

En las perforaciones realizadas por la CFE se ha observado que las zonas permeables programadas para interceptarse a profundidades de 2-2.5 km, supuestamente asociadas a las fallas superficiales no fueron encontradas, lo cual confirma la escasa penetrabilidad de estas estructuras. En caso de encontrarse permeabilidad a profundidades mayores, esto se relaciona con la presencia de contactos litológicos o con estructuras no visibles en superficie.

El grupo JICA (1989) hizo un estudio de los núcleos recolectados en algunos de los pozos perforados, se midió la magnetización remanente y al restaurar el campo de esfuerzos se confirmó, a partir de las fracturas observadas en los núcleos, que el sistema estructural observado en superficie sólo había afectado a la parte superior de la secuencia, se calculó un máximo de penetrabilidad de 1000 m. lo anterior se dedujo porque las estructuras observadas en los núcleos que pertenecen a profundidades mayores de 1000 m tienen una dirección diferente a la que se observa en las fallas superficiales. Lo anterior quiere decir que los fenómenos volcánicos que produjeron las fallas con dirección NE-SW sólo afectaron a la parte superior de la secuencia volcánica de la Sierra Madre Occidental, la cual subyace a los productos de La Primavera.

En conclusión, a mayores profundidades las estructuras que dominan pertenecen a sistemas estructurales más antiguos, los cuales no tienen expresión superficial. En la configuración de la anomalía de Bouguer (Figs. 15 y 16) se observa que en la zona de pozos existen tendencias en dirección NW-SE y E-W, las cuales pertenecen a los sistemas estructurales regionales.

IV. ESTUDIO DE LA SECUENCIA VOLCANO-SEDIMENTARIA

IV.1. Introducción

En estudios anteriores, Mahood (1980) y Clough (1981) consideraron que el fracturamiento asociado a la evolución de la caldera fue poco intenso, y sólo mencionan algunas estructuras importantes como las de Río Caliente, las del Cerro Nejahuete y algunas más. Sin embargo, en reconocimientos posteriores, se demostró la presencia de fallas y fracturas en los sedimentos lacustres (Venegas y Ruy, 1981), sobre todo en el área donde se concentran las manifestaciones termales.

Fuera de esta zona, las estructuras parecen ser más escasas y su localización se dificulta. Con el propósito de identificar más fallas, se hizo un estudio minucioso de los sedimentos lacustres, tomando en cuenta su posición topográfica y sus espesores, para detectar de forma indirecta alguna anomalía en los depósitos que pudiera asociarse con una estructura de este tipo.

Paralelamente, utilizando la misma información y analizando las columnas estratigráficas de la región del cerro Las Planillas, se estudió la evolución de este centro eruptivo y su influencia en el aporte de sedimentos a la cuenca lacustre. Al mismo tiempo, se interpretaron las variaciones en los espesores de los sedimentos lacustres para comprender, al menos en forma parcial, los movimientos posteriores al colapso principal, que se produjeron en el interior de la cuenca.

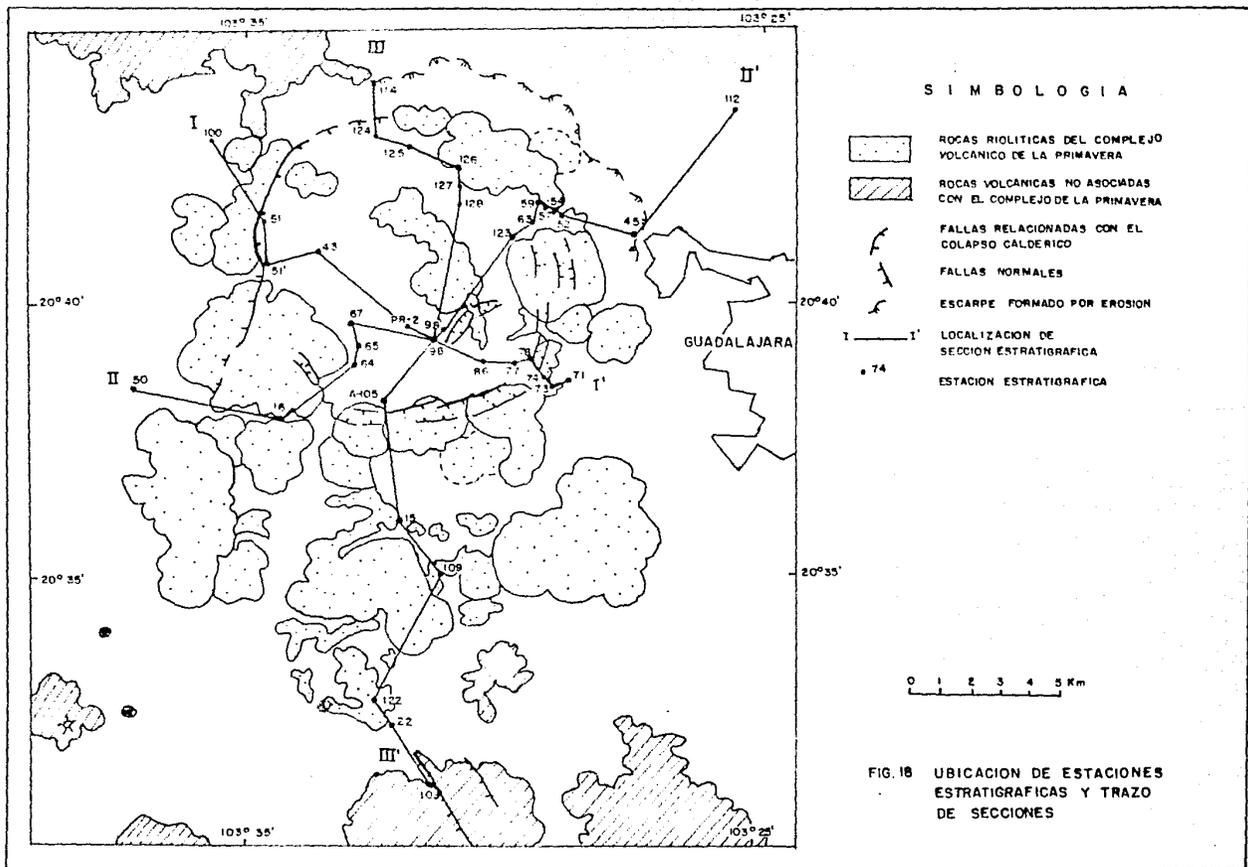
IV.2. Metodología

La primera etapa de trabajo consistió en la interpretación de las fotografías aéreas que cubren la zona de la caldera, con el propósito de ubicar los posibles límites de la cuenca lacustre y además elegir los sitios clave para hacer descripciones detalladas de la columna estratigráfica.

Se programaron en total tres secciones con diferentes orientaciones (Fig. 18), incluyendo estaciones fuera de la cuenca lacustre con el fin de cubrir en forma razonable gran parte de la superficie programada para el estudio.

En el terreno los espesores se midieron o se estimaron, según la accesibilidad de los afloramientos. Posteriormente, se describieron con detalle cada uno de los paquetes, haciendo hincapié en el tipo de material, tamaño de grano, clasificación, grado de retrabajo de los fragmentos y sobre todo en las interrupciones en el registro.

Basándose en las diferentes características de los depósitos estudiados, se agrupó la secuencia en cuatro unidades, tomando en cuenta que los estratos incluidos tuvieran la misma génesis. Se dibujaron a escala los espesores y se correlacionaron las columnas, para finalmente, interpretar los fenómenos que se produjeron durante la depositación.



IV.3. Generalidades sobre el Depósito de Sedimentos y la Actividad Volcánica

El depósito de sedimentos en el lago se inició al formarse una cuenca cerrada limitada por las fallas anulares que se produjeron debido al colapso del techo de la cámara magmática, alimentadora del complejo volcánico de La Primavera (Mahood, 1980).

Al principio se recibió el aporte de la erosión de los domos preexistentes y de la Toba Tala, por lo que los depósitos son muy finos y solo se ven interrumpidos por un horizonte índice conocido como "pómez gigante" (Mahood, 1980). Este estrato pumicítico, poco usual derivado de los domos que se emplazaron total o parcialmente en el lago, se formó cuando la cubierta de la masa riolítica incandescente, entró en contacto con el agua provocando su desprendimiento en forma de almohadillas (Clough, 1981). Estas flotaron por el lago como verdaderos icebergs hasta que la saturación con agua aumentó su densidad y produjo su precipitación en la cuenca.

Durante este episodio, el aporte de las cenizas retrabajadas se mantuvo constante y continuó por más tiempo. Los espesores que se lograron acumular, incluyendo los dos horizontes de sedimentos finos interrumpidos por la pómez gigante, en promedio tienen de 10 a 12 m.

Después de esta etapa de aporte relativamente lento, se produjo un cambio brusco en la sedimentación, debido al levantamiento del centro de la caldera. Este se manifestó, desde su inicio, por el aumento del tamaño de las partículas depositadas ya que la erosión se aceleró al incrementarse el volumen de las tierras positivas. Adicionalmente se recibió el aporte de productos de caída aérea de los domos del anillo sur; la mayor parte son pómez escasamente retrabajadas y en menor proporción cenizas y fragmentos de obsidiana. La parte superior, dominada por los productos piroclásticos se encuentra cubierta por abanicos aluviales, formados durante la última fase del levantamiento.

La zona de Planillas forma parte del anillo de domos ubicados al sur de la estructura caldérica de La Primavera (Fig. 6). Se ha interpretado como un centro eruptivo complejo cuya evolución volcánica ha sido relativamente independiente de la actividad propia de la caldera. Es el resultado de tres fases eruptivas principales: la primera, de tipo efusivo, es contemporánea a los domos emplazados sobre el borde caldérico; la segunda, de tipo explosivo, se produjo al término del levantamiento; y la etapa final, nuevamente de tipo efusivo en forma de derrames de poca extensión, es responsable del bloqueo de la zona de alimentación.

IV.4 Interpretación de la Secuencia Volcano-Sedimentaria

Tomando como base los datos generados en la descripción detallada de las secciones, fue posible no sólo comprender el comportamiento de la cuenca lacustre, sino además, proponer un modelo más completo sobre la evolución volcánica de la caldera, en el que se incluyen modificaciones a las ideas presentadas por otros autores (i.e. Mahood, 1980 ; Clough, 1981).

Para alcanzar este objetivo, se eligió a la columna 98 como prototipo de la secuencia fluvio-lacustre (Fig. 19), por encontrarse en el centro de la cuenca y se le comparó con el resto de los paquetes descritos, con el propósito de identificar cambios en los espesores o en la clase de sedimentos. Las variaciones reportadas sirvieron para identificar fenómenos a nivel de la caldera y separarlos de aquellos producidos por efectos locales.

Para facilitar la correlación se agruparon los diferentes estratos en cuatro unidades, informalmente denominadas A, B, C y D en orden estratigráfico ascendente (Fig. 19). La unidad A corresponde a la Toba Tala, distribuida no solamente en la cuenca sino también en las áreas circunvecinas; B está compuesta por dos horizontes de sedimentos lacustres, separados por el estrato índice de pómez gigante; C se relaciona con el inicio del levantamiento, está formada por una alternancia de productos de caída aérea y sedimentos fluvio-lacustres. La unidad más reciente D, está formada por varios niveles de abanicos aluviales que se relacionan con el fin de la actividad ígnea y el principio de una intensa fase erosiva.

IV.4.A. Unidad A (Toba Tala).

En la mayoría de las columnas aflora la parte alta de la Toba Tala, constituida por material sin soldar; presenta pequeños canales rellenos por depósitos fluviales, evidencia de una etapa de erosión muy breve, previa a la formación del lago. En la zona de Río Caliente (estación 51') se observan, además, niveles inferiores, debido a la presencia de una falla normal con dirección NNE que expone gran parte del paquete. Al E de la caldera y antes del límite de la ciudad de Guadalajara no aflora esta unidad, porque se encuentra cubierta por los depósitos fluvio-aluviales más recientes.

Igualmente, en el interior de la cuenca, en el arroyo la Cuartilla (sección III-III'), la Toba Tala no aparece porque la incisión de los arroyos no ha sido muy profunda, debido a que fue la zona menos afectada por el levantamiento. Asimismo, al N de Planillas no se le observa porque las unidades más antiguas se encuentran cubiertas por material piroclástico derivado de la actividad explosiva del Anillo de Domos Sur. Al S de Planillas, la parte alta de la Toba Tala se contamina con material escoriáceo de composición basáltica proveniente del cerro Totepec, probablemente incorporado durante su transporte; también se encontraron fragmentos de paleosuelo derivados de la intemperización de rocas basálticas.

Una de las conclusiones más interesantes que se derivan del análisis de esta parte de la columna estratigráfica, es la existencia de un levantamiento local de la secuencia litológica, en particular de la Toba Tala, entre las estaciones A-105 y 98. Esta intumescencia se encuentra superpuesta a otra de mayores dimensiones, correspondiente al levantamiento general de la caldera.

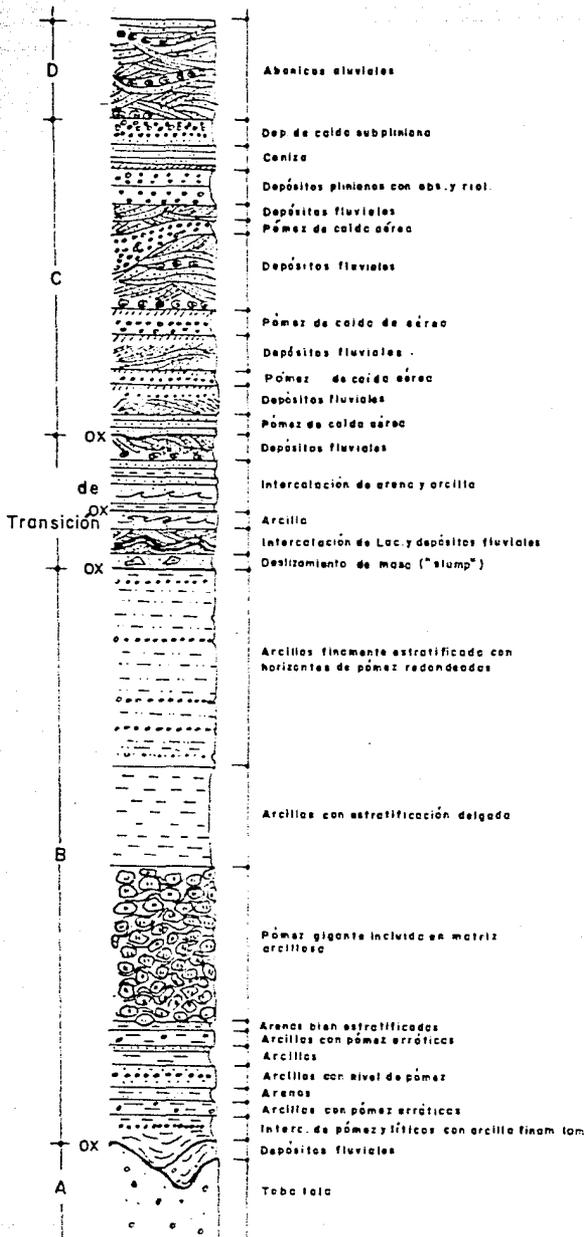
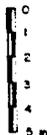
El levantamiento local al que se hace referencia, fue interpretado analizando las cotas topográficas de las estaciones citadas, entre las que existe un desnivel de 100 m aproximadamente.

ESTACION 98

FIG 19
DESCRIPCION DETALLADA DE LA
COLUMNA ESTRATIGRAFICA TIPO
DE LA SECUENCIA LACUSTRE

 Paleosuelo

OX Horizonte de oxidación
(hard ground)



Tanto en la estación superior (A-105), como en la inferior (98), afloran los mismos niveles estratigráficos, no obstante que en esta última deberían aflorar estratos más profundos. Además, en una zona intermedia, en el recorrido desde la estación 98 hacia la A-105 a lo largo del arroyo Hondo, se observan niveles estratigráficos de la Toba Tala inferiores a los de la estación topográficamente más baja, anomalía cuya explicación más probable es la existencia del arqueamiento local propuesto.

Con la información recopilada hasta el momento aún no es posible definir la extensión y la geometría de este levantamiento, sin embargo, partiendo de la hipótesis de que el conjunto de fallas NE-SW que se observan en el área, está íntimamente ligado a él, es posible que su eje principal tenga una dirección similar a este sistema estructural.

El arqueamiento mencionado afecta a los paquetes litológicos inferiores a la Toba Tala, tal como puede verificarse al analizar las columnas litológicas de los pozos existentes (Venegas y Sánchez, 1987b). En ellas se observa la profundización paulatina de las unidades, de N a S.

El levantamiento local es de poca magnitud en comparación con la intumescencia general de la caldera; esta última produjo un desnivel de 300-400 m entre la zona más levantada, la de Cerritos Colorados, y la de Río Caliente (datos tomados de los estudios petrográficos de las muestras de canal de los pozos PR-1, PR-2, PR-10 y RC-1 (Gutiérrez, 1981a,b; Viggiano, 1982-88). Por tal motivo, las fallas relacionadas con este levantamiento, probablemente posterior, son a nivel de cobertura, con saltos pequeños, desde 0.5 m a 7 m, a diferencia de las fallas de Cerritos Colorados, cuyos desplazamientos (20-40 m) involucran niveles estratigráficos más profundos.

IV.4.E. Unidad B (Secuencia Lacustre).

Este paquete, formado por dos niveles de sedimentos lacustres y un horizonte intermedio de pómez gigante, rellena las depresiones formadas durante el colapso. No es homogéneo en toda su extensión porque sus características dependen en gran medida de la cercanía o la lejanía de algún centro volcánico activo y de la profundidad e inestabilidad de la cuenca. Su distribución permite ubicar aproximadamente los límites del colapso caldérico que funcionó como frontera del lago. Asimismo, sus espesores y el tipo de sedimentos sirvieron para identificar zonas de mayor o menor hundimiento, e incluso, localizar fosas que fueron inestables durante todo el tiempo que duró la depositación en la cuenca.

El estrato inferior a la pómez gigante, es, por lo común, de menor espesor que el encontrado en la parte superior; está constituido por arcillas y cantidades variables de pómez retrabajada; en ocasiones se observan horizontes formados únicamente por arcillas, lo cual indica tranquilidad en la sedimentación. En el centro de la cuenca (estaciones 98 y PR-2) los horizontes arcillosos son más frecuentes, en contraste con el resto del área, donde se recibe el aporte de material de grano más grueso; esta variación se relaciona con la

erosión de la cima de la Toba Tala en los extremos de la cuenca, y su posterior depositación.

En particular en las estaciones 86 y 123 el espesor de este nivel es muy grande, debido a que estas zonas son precisamente las más profundas. Del mismo modo, en la estación 43 se observa un espesor muy grande de sedimentos finos que no es posible ubicar estratigráficamente por la ausencia del horizonte de pómez gigante, no obstante, el conjunto presenta uno de los paquetes más gruesos, relacionados con una zona de mayor hundimiento, que el del área central. Contrariamente, hacia el E y SE de la cuenca el espesor disminuye hasta desaparecer por completo (estaciones 54, 52 y 77).

Estos cambios en el espesor de los sedimentos del primer nivel, indican que después del colapso caldérico la zona central de la depresión se mantuvo más elevada que los extremos, y el borde, al menos en la porción SE, estuvo formado por un conjunto de fallas que limitan pequeños bloques. Incluso se detecta la presencia de un graben ubicado entre el límite de la cuenca lacustre y el inicio de la zona más deprimida (estaciones 77, 78, 74 y 73), en el cual se formó una pequeña cuenca intermedia, independiente de la depresión mayor, separada de ésta por un horst que afloraba como tierra positiva (estación 77). Posteriormente, se inició una etapa de inestabilidad en la cuenca, la cual dio lugar al hundimiento de esta zona.

La unidad de pómez gigante que se emplea como referencia está contenida en una matriz arcillosa deformada por la caída de los bloques de pómez cuando aún se encontraba en estado plástico. En las inmediaciones de la zona de aporte, la matriz es muy escasa, en tanto que al aumentar su distancia a éstas, la relación se invierte. Su distribución en la cuenca no es uniforme, siendo notoria su ausencia en las estaciones más alejadas del centro de emisión (estaciones 51 y 53).

Su origen, como ya mencionó Mahood (1980), se debe al desprendimiento de la cubierta pumicítica del domo el Nejahuete al emplazarse en un medio acuoso, sin embargo, según se ha observado existen otros domos, como las Pilas, estación 74, en los cuales se observa un comportamiento similar. Por ello puede postularse la existencia de varias zonas de aporte relativamente simultáneas, aunque estas últimas parecen tener una zona de influencia menor (estaciones 54 y 59).

Su espesor es variable, entre 2 y 35 m, dependiendo de la cercanía a la zona de aporte y de la inestabilidad del piso de la cuenca. En las estaciones 86 y 123 se encuentran los espesores más importantes y por lo tanto puede considerarse que corresponde a las zonas más inestables durante la depositación de este paquete. Por lo general, este horizonte se deposita sobre un espesor variable del primer nivel de sedimentos lacustres; sin embargo, en los bordes SE y E de la caldera se le observa directamente sobre la Toba Tala o sobre algún domo, lo cual apoya la idea del colapso escalonado, ya antes mencionada.

En la estación 125 se observa un rasgo muy particular: al igual que el nivel inferior de sedimentos lacustres, el paquete de pómez se encuentra ligeramente plegado, debido al emplazamiento de un criptodomo que produjo el arqueamiento y posteriormente la formación

de fracturas, las cuales se rellenaron con fragmentos de pómez, obsidiana y arcilla. Existen otras zonas con el mismo comportamiento, aunque no está clara su relación con la descrita antes.

La parte superior de este paquete está formada principalmente por sedimentos lacustres finos, eventualmente interrumpidos por el aporte de material piroclástico derivado de la actividad explosiva de los domos anulares. Los espesores más grandes se localizan en las estaciones 98, 123 y 59, lo cual indica que la inestabilidad en estas zonas fue mayor que en las restantes. En resumen, puede asegurarse que este hundimiento se generalizó en toda la cuenca durante un periodo que comprende desde el fin de la depositación del primer paquete de sedimentos lacustres, hasta la conclusión del segundo, con magnitudes de subsidencia variables. Las diferencias en el régimen de hundimiento probablemente dieron lugar a la formación de bloques limitados por fallas sinsedimentarias, no observadas en estos flujos por encontrarse cubiertas de vegetación o por productos más recientes.

En las estaciones 123 y 59 existen anomalías en el depósito; en la primera se observa un deslizamiento ocasionado por el derrumbe de alguna zona inestable del cerro el Nejahuete, y en la segunda se encuentran, sobreyaciendo al horizonte de pómez gigante, dos niveles adicionales de la misma unidad, que lateralmente cambian a una brecha riolítica; es posible que ambos eventos se relacionen con el emplazamiento del domo La Lobera.

Finalmente, cabe resaltar que en la cima de este paquete de sedimentos lacustres existe una zona de transición entre una de depositación en medio acuoso y otra de acumulación en ambiente subaéreo, este paquete corresponde a los últimos metros de la secuencia lacustre y se relaciona con el fin de la cuenca. Se caracteriza porque presenta dos horizontes de oxidación separados por un deslizamiento de masa (slump) y una alternancia de arenas y arcillas, coronadas por un depósito fluvial (en orden estratigráfico). El primer horizonte de oxidación (hard ground) se liga a una etapa en la cual el tirante de agua fue muy pequeño; el deslizamiento se relaciona con una inestabilidad mayor que dio lugar a un desprendimiento en masa (slump) de los sedimentos finos aun sin compactar; los niveles superiores corresponden a fluctuaciones en el nivel del agua y, finalmente, el horizonte de oxidación marca el fin de la etapa lacustre (estación 98).

Por lo general, este horizonte no es uniforme en toda la cuenca, en algunos sitios se encuentran micropliegues relacionados con el proceso de deslizamiento de masa (slumping), acompañados de uno o dos horizontes de oxidación (estaciones 43 y 86) mientras que en los extremos NW y SE de la cuenca los sedimentos se encuentran inclinados hasta con 18 grados (estaciones 51, 74 y 73). No obstante las diferencias, este horizonte puede considerarse como índice para definir estratigráficamente el fin de la cuenca lacustre y el inicio del depósito subaéreo.

Los límites de la caldera no están bien definidos, en parte por encontrarse enmascarados por los domos y por el levantamiento que se produjo más tarde. Sin embargo, el área circular que contiene los

sedimentos lacustres, podría utilizarse como parámetro indirecto para ubicar el anillo de la caldera, porque es de suponerse, por la evolución volcánica de la zona, que los sedimentos lacustres se depositaron en un lago calderico. Estos sedimentos se extendieron fuera de la zona limitada por el anillo de la caldera interior debido a que el borde de la caldera fue en conjunto una zona inestable sujeta a oscilaciones.

IV.4.C. Unidad C (Depósitos Fluviales y de Caída Aérea).

Esta unidad es posterior al levantamiento; se relaciona con la intensa erosión que se produjo al aparecer tierras positivas y también con la actividad ígnea de tipo explosivo del anillo de domos sur. Su espesor está controlado por la distancia a las zonas de aporte. La parte inferior está constituida por una alternancia de depósitos fluviales y de pómez de caída aérea, a diferencia de los últimos metros, en los cuales predominan los depósitos de pómez acompañados ocasionalmente por fragmentos de obsidiana y de riolita.

Estas variaciones denotan la presencia de dos fases: una relativamente tranquila en la cual dominó la erosión, interrumpida por algunos horizontes pumicíticos de poco espesor relacionados con el emplazamiento de algún domo, y otra en la que se intensifica la actividad ígnea, probablemente ligada a la explosión del domo de Planillas y a la actividad de los otros domos de esa zona.

En los extremos de la caldera (estaciones 51, 74 y 73), esta unidad rellena la inclinación originada por el levantamiento. En particular en las dos últimas estaciones el espesor es muy delgado, probablemente porque fue removido durante la etapa de erosión. Su espesor varía entre 3 y 15 m.

IV.4.D. Unidad D (Abanicos aluviales).

Esta última unidad, formada sólo por abanicos aluviales, marca el final de la actividad ígnea en La Primavera y el inicio de una fase erosiva muy importante, tendiente a nivelar las zonas más levantadas. Su comportamiento es muy irregular, depende de los períodos de lluvias torrenciales y del cambio del curso de los arroyos. Se observan varias etapas de acumulación torrencial acompañadas de flujos de lodo y separadas por paleosuelos (estaciones 74, 73 y 77), incluso en la estación 71 se observa un antiguo delta disectado quizás por un arroyo y posteriormente rellenado por depósitos fluviales más recientes.

La distribución de los abanicos no fue general en toda la zona de estudio, se desarrollaron únicamente desde los sitios más elevados hacia las partes bajas, siguiendo la tendencia del levantamiento, pero rodeando las zonas altas. Por tanto, su cartografía es de gran ayuda para identificar la ubicación de las áreas más afectadas por este fenómeno. En general, los abanicos mejor desarrollados parten de las zonas más altas. El espesor depende del nivel topográfico, entre más bajo sea éste, mayor será el paquete, varía de 0 a 20 m.

IV.5. Actividad Volcánica en la Zona de Planillas

Por encontrarse al sur fuera de la cuenca lacustre, la zona de Planillas presenta una historia relativamente independiente. Se considera más conveniente hacer su interpretación por separado, debido a que es un centro volcánico complejo que amerita una explicación más detallada.

A grandes rasgos, la actividad ígnea de esta zona se divide en dos periodos separados por una fase eruptiva muy importante. La primera etapa consistió en la efusión de varios domos, acompañados por actividad piroclástica; no se tienen datos de sus edades, pero por observaciones de campo se piensa que son contemporáneos con los primeros domos precaldéricos (no afloran en la estación 15). Posteriormente, se produjo la explosión de parte de estos domos en un punto intermedio, generando flujos de fragmentos (debris flow), principalmente hacia el sur y sólo una porción muy pequeña hacia el N (estación 15 segundo nivel).

En el S, a pocos kilómetros del centro de erupción, se acumularon los fragmentos de mayor tamaño, formado innumerables colinas (hummocks), típicas de estos depósitos; están constituidas por bloques rotos de riolita, prácticamente sin matriz, e incluso se encuentran íntegros algunos fragmentos muy grandes del domo, que dan la impresión de no haber sido sometidos a una explosión. Sin embargo, su posición con respecto a los domos antiguos es opuesta, por lo cual se piensa que han sido rotados. Los depósitos más lejanos se localizan en las partes bajas del cerro Totepec y están formados por fragmentos pequeños de la riolita del cerro Planillas, y pómez contenidas en una matriz de ceniza (estación 103).

Por las características del depósito (tamaño muy grande de los fragmentos y corta distribución) es probable que la explosión haya sido de baja energía. Esta etapa culminó con la efusión de un domo que obturó la zona de alimentación, fenómeno acompañado por escasa actividad piroclástica, como se observa por el pequeño espesor de los productos depositados sobre el paquete del flujo de fragmentos (debris flow) preexistente (estación 15).

Después de un corto periodo erosivo, se acumularon productos piroclásticos aéreos emitidos durante la emisión de otros domos, evento con el que terminó la primera etapa de la actividad ígnea. Entonces se inició un importante periodo erosivo, este produjo profundos cañones que posteriormente fueron cubiertos por abanicos aluviales. Después de esta etapa, nuevamente la erosión desgastó los depósitos aluviales, proceso que terminó cuando se emplazaron los dos últimos domos, acompañados por dos etapas explosivas de diferente intensidad (estación 15).

La primera debió ser relativamente tranquila, con varias pulsaciones, y la segunda, de mayor energía, porque se observan depósitos de pómez muy irregulares con estratificación cruzada, que podrían asociarse con depósitos de insurgencia basal (surges). Con la efusión del último domo terminó la actividad ígnea en Planillas, hace aproximadamente 60 000 Ma (Mahood y Drake, 1982).

IV.6. Historia Volcánica del Area

La siguiente versión sobre la evolución volcánica de la zona, modifica parcialmente los modelos de Mahood (1980) y Venegas y Ruy, (1981), ya que aporta nueva información acerca de la morfología de la depresión que se formó durante el colapso, así como la relación de eventos en el centro eruptivo de Las Planillas. Se utilizaron como base las edades radiométricas de Mahood y Drake (1982) y la descripción detallada de la secuencia lacustre en varios puntos, así como en su interpretación.

La actividad ígnea en el área se inició con la erupción de los domos del Cañón de las Flores y Río Salado (Fig.20-A) hace 120 000 años. Posteriormente, se produjo un combamiento regional (Electroconsult, 1980) que culminó con la erupción de una ignimbrita compuesta por varias unidades de flujo, aproximadamente hace 95 000 años, conocida como Toba Tala (Mahood, 1980) (Fig. 20-B). Simultáneamente, se inició el colapso del techo de la cámara magmática, con un diámetro aproximado de 10 km, y este continuó hasta que finalizó la erupción de la ignimbrita (Wright, 1981) (Fig. 20-C).

La persistencia del hundimiento durante todo el periodo que duró la expulsión de la Toba Tala, dio lugar a una depresión cuyo borde no está claramente definido por una falla importante, como ocurre en otras calderas, en lugar de ello, se formó un conjunto de fallas escalonadas de poco desplazamiento (Fig.20-D). En la fosa se acumularon hasta 700 m de esta unidad (Gutiérrez, 1981; Viggiano, 1982-88; Venegas y Sánchez, 1987b; Sánchez, 1988) -a diferencia de los 50-100 m que se observan fuera de la estructura caldérica-, debido a que la velocidad de descarga de la ignimbrita fue relativamente baja (Wright, 1981) y por lo tanto la mayor parte de la Toba Tala quedó restringida al colapso caldérico. Enseguida se erosionó ligeramente la cima de la Toba Tala y poco tiempo después la depresión se cubrió con agua.

La sedimentación se inició con la acumulación de arcillas muy finas y pomez escasa, en capas delgadas, derivadas de la erosión de la Toba Tala (Fig.20-D). En los bordes NE y SW se recibieron cantidades mayores de pomez, posiblemente derivadas de la erosión de alguno de los niveles pumicíticos de la Toba Tala. En general, el tamaño de grano de los sedimentos y su relativa homogeneidad reflejan una etapa de acumulación tranquila, la cual es interrumpida por una primera etapa formativa de domos postcaldéricos que se caracterizan por haber sido emplazados en medio acuoso, tanto en el centro de la cuenca (Nejahuete), como en sus bordes (Las Pilas y la Lobera).

Estos cuerpos riolíticos con elevadas temperaturas, entraron total o parcialmente en contacto con el agua o con los sedimentos húmedos, interacción que provocó el desprendimiento de su cubierta pumicítica en forma de bloques. Estos por su baja densidad, debido a las vesículas, flotaron y se distribuyeron en la mayor parte del lago, exceptuando la zona cercana a Río Caliente.

La saturación con agua propició posteriormente, su precipitación e inclusión en un horizonte arcilloso aún en estado plástico, lo cual originó la deformación de este último al caer los bloques en los sedimentos aún sin consolidar (Fig.20-E). En el NW de

SE/N

COMRAMIENTO REGIONAL Y ERUPCION DE LA TOBA TALA

(B)

NW

S

C. Cañón de las Flores

C. Totepec

NW

SE/N

VOLCANISMO RIOLITICO PRECALDERICO

S

(A)

C. Cañón de las Flores

C. Totepec

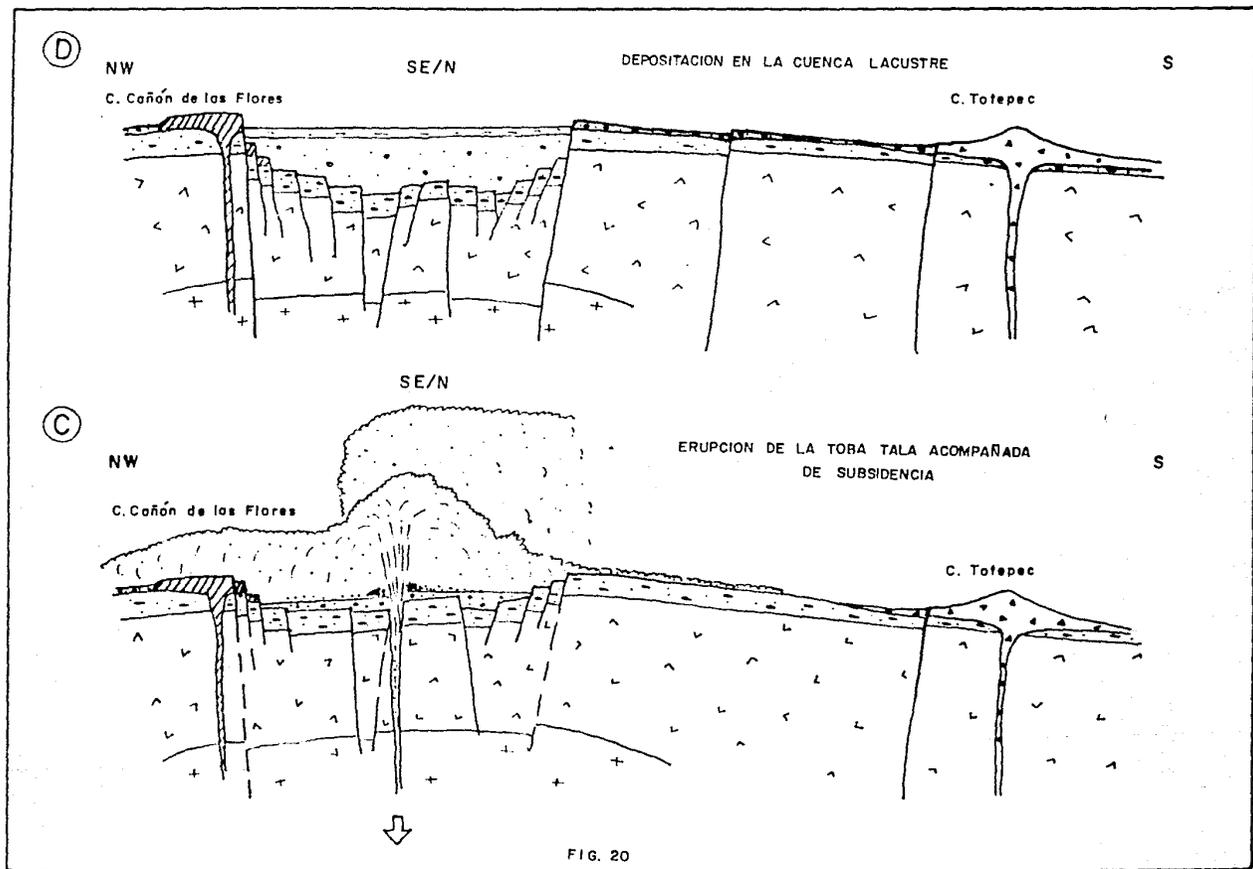
FIG. 20

Figura 20.

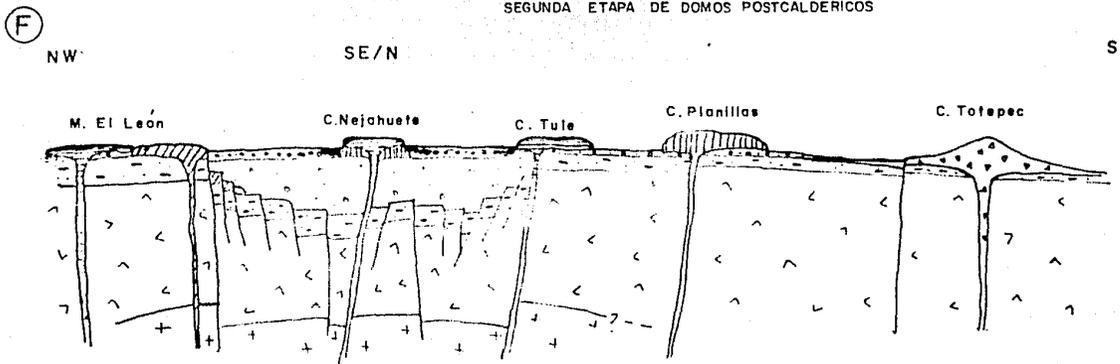
SECUENCIA DE EVENTOS VOLCANICOS EN LA CALDERA DE LA PRIMAVERA

SIMBOLOGIA

	Ultima etapa de domos de Las Planillas
	Depósitos piroclásticos de la explosión del domo de Las Planillas
	Segunda etapa de domos postcaldéricos
	Primera etapa de domos postcaldéricos
	Sedimentos lacustres y horizonte de pómez gigante
	Sedimentos lacustres
	Toba Tala
	Domos precaldéricos
	Andesitas basálticas del cerro Tolepec
	Toba lítica
	Andesitas
	Granito
	Fumarolas



SEGUNDA ETAPA DE DOMOS POSTCALDERICOS



PRIMERA ETAPA DE DOMOS POSTCALDERICOS
Y ACUMULACION DE POMEZ GIGANTE

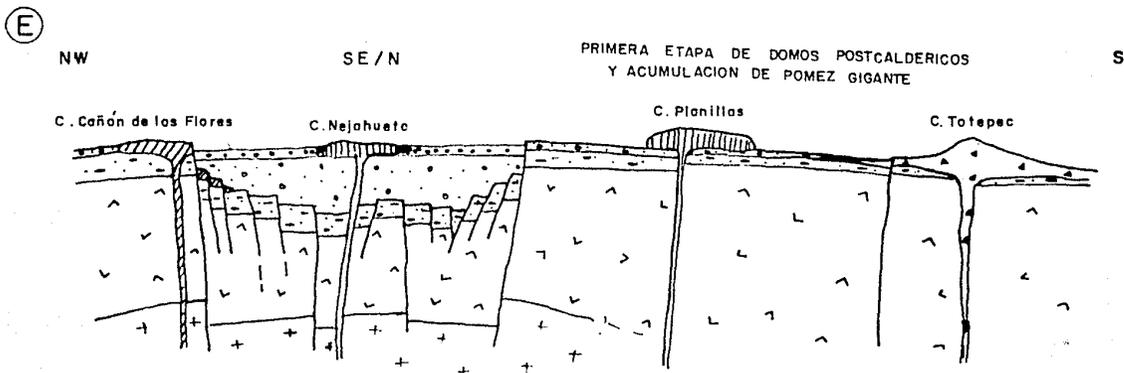


FIG. 20

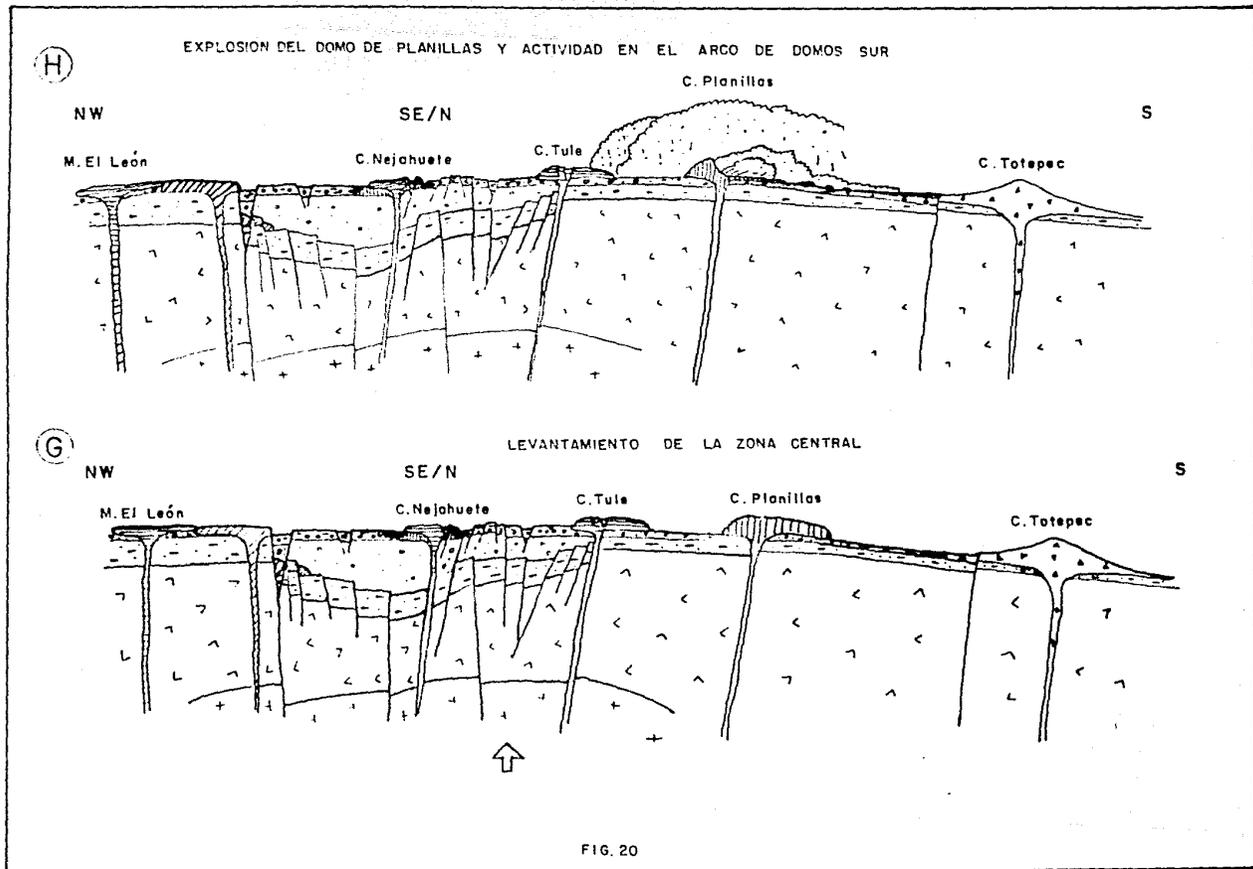
la cuenca, uno de los paquetes de sedimentos acumulados hasta entonces, se plegó debido al emplazamiento de algún domo que no alcanzó la superficie (estación 125). Al mismo tiempo que se emplazaron los domos generadores de la pómez gigante, en la porción sur de la caldera se inició la formación de los centros eruptivos de la zona denominada "Domos del Anillo Sur" (Planillas, San Miguel y el Tajo) (Fig.20-E), sobre una falla arqueada relacionada con el colapso.

Desde sus inicios, el piso de la cuenca presentó algunas zonas más profundas que otras, debido a que el colapso se formó durante un periodo relativamente prolongado y dio lugar a la formación de bloques independientes. En el centro existió una zona más levantada que persistió como tal hasta antes de la acumulación de la pómez gigante. Por otra parte, en las estaciones 43 y 86 se encontraron evidencias de dos zonas profundas, probablemente relacionadas con los dos mínimos con direcciones NW-SE y NE-SW que se observan en una configuración de anomalías gravimétricas residuales (JICA, 1989; Alatorre, en elaboración). En el borde de la caldera se formó una cuenca marginal que funcionó de manera independiente hasta antes de la acumulación de la pómez gigante. Fue de dimensiones reducidas, limitada por las mismas fallas que formaron el colapso.

Poco antes de la acumulación de la pómez gigante se produjeron fenómenos de subsidencia en toda la cuenca; en algunos sitios estos fueron más acentuados e incluso existieron zonas que permanecieron inestables durante un tiempo muy prolongado, lo cual dio lugar a la acumulación de espesores anormalmente gruesos de sedimentos (estaciones 98, 125, 43 y 86). La sedimentación en el lago prosiguió, pero a diferencia de la primera etapa, relativamente tranquila, en ésta se recibió mayor aporte de pómez, debido a que se inició hace 75 000 años, la segunda etapa de formación de domos postcaldericos, acompañada de poca actividad piroclástica (Fig.20-F). La distancia a los centros de emisión controló el mayor o menor volumen de este material depositado en cada localidad de la cuenca.

Posteriormente se inició el levantamiento de la caldera debido a la realimentación de la cámara magmática (Fig. 20-G), lo cual provocó la desaparición del lago y la consecuente inestabilidad de los depósitos. Este produjo el deslizamiento de los sedimentos menos consolidados y su plegamiento, así como su adelgazamiento en las zonas más levantadas y engrosamiento en las partes más bajas. El resurgimiento tuvo varias oscilaciones, marcadas por la presencia de tres horizontes de oxidación alternados con etapas muy cortas de sedimentación lacustre; no fue homogénea en todo el bloque limitado por el colapso, en general se acentuó hacia el sur y fue menor hacia el N (Electroconsult, 1979).

Las fallas formadas durante el colapso se reactivaron durante esta etapa, creando nuevas estructuras como el graben de Ceritos Colorados, asociado a la zona de máximo levantamiento, con desplazamientos de 20 a 30 m. El resto de las fallas, en particular aquellas de la zona de pozos, se formaron por una segunda pulsación de menor intensidad del levantamiento, que se ubicó al SW de Cerritos Colorados, dio lugar a una fallamiento a nivel de cobertura (Fig.20-G).



Al mismo tiempo que terminó la depositación en el lago, en el Arco de Domos Sur se reactivó el volcanismo, hace 60 000 años. En particular el o los domos de Planillas explotaron parcialmente después de una actividad piroclástica escasa, debido a una erupción violenta dirigida hacia el S que formó un anfiteatro en forma de herradura muy abierta (Fig. 20-H); los depósitos constituidos con fragmentos del domo se acumularon a pocos kilómetros del cráter de explosión en forma de pequeñas colinas de pocos metros de altura (hummocks) e incluso literalmente "remontaron" al cerro Totepec, un aparato basáltico preexistente. Simultáneamente a esta fase violenta se produjo una intensa actividad piroclástica cuyos productos cubrieron en gran parte a los domos preexistentes, sobre todo a aquellos localizados al NE. Existen variaciones en el tamaño de los fragmentos producidos, lo cual indica la existencia de fluctuaciones en el nivel de energía durante la erupción.

Posteriormente, la presión en la columna eruptiva decreció llegando a niveles muy bajos que permitieron la efusión de varios derrames riolíticos de poca extensión, acompañados de pocos depósitos de pomez caída aérea. El ciclo eruptivo en Planillas terminó con la formación de un nuevo derrame riolítico similar al anterior, que bloqueó el conducto. En el flanco E de los domos antiguos se produjo una explosión freatomagmática difícil de ubicar en tiempo, por la falta de traslape con los otros eventos de Las Planillas.

Paralelamente, en los otros centros eruptivos del arco de Domos Sur, tuvieron lugar secuencias volcánicas similares a las que se produjeron en Planillas, según se observa en los traslapes de productos piroclásticos. Al mismo tiempo, la secuencia lacustre ya levantada, se erosionó aceleradamente y se alternó con el aporte, sobre todo de pomez de caída aérea proveniente de esta zona. Finalmente, la actividad ígnea de la caldera se trasladó hacia el E y terminó hace 28 000 a. con los últimos derrames de los cerros Tajo y Colli (Mahood y Drake, 1982). Al cesar el aporte de productos piroclásticos, se inició la etapa fumarólica y la formación de grandes abanicos aluviales (Fig. 22-I).

Según el ciclo de Smith y Bailey (1968) para calderas resurgentes, el área se encuentra en su etapa evolutiva final, sin embargo, no se descarta la posibilidad de una reactivación del ciclo eruptivo, sobre todo porque se han detectado enjambres de sismos locales (Uribe, 1989, comunicación personal).

V. CONCLUSIONES

La Sierra de la Primavera es un sistema riolítico asociado a la formación de una caldera resurgente. Su evolución ha sido muy compleja, lo que ha ameritado la realización de numerosos estudios para comprender su evolución. Hasta la fecha se han efectuado trabajos académicos dirigidos a la comprensión del fenómeno volcánico, y de aplicación en la búsqueda de recursos geotérmicos. No obstante los numerosos intentos por comprender la evolución de la zona, existen aún partes de su historia que no ha sido posible dilucidar a partir de los reconocimientos generales. Para ello es necesario la realización de investigaciones con mayor detalle, como es el caso del presente

ETAPA DE FUMAROLIZACION

I

NW

SE/N

S

M. El León

C. Nejuhete

C. Tule

C. Planillas

C. Totepec

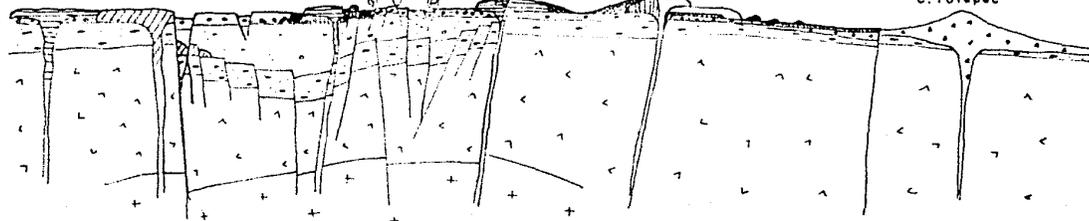


FIG. 20

estudio; que aporten nueva información, lo que permitirá resolver muchas de las incógnitas que quedaron sin resolver cuando se propuso el primer modelo evolutivo para esta zona.

Los resultados de este estudio aportan nueva información no sólo para explicar la secuencia de eventos volcánicos en la zona, sino además para apoyar la interpretación detallada en otras regiones, donde existen complejos volcánicos similares, relacionados con un ciclo caldérico. Las conclusiones más importantes surgidos del desarrollo de este trabajo se exponen a continuación.

La dificultad para determinar los límites del borde caldérico, debido a que éste se encuentra enmascarado, tanto por los domos más recientes, como por el levantamiento, ya que las fallas formadas durante el colapso fueron reactivadas durante este fenómeno, hicieron necesario recurrir a una cartografía detallada de los sedimentos lacustres. Estos fueron utilizados como un indicador indirecto de la geometría de la caldera, para lo cual se supuso que los sedimentos lacustres debieron depositarse en un lago intracaldérico limitado por los escarpes formados por el colapso que se formó posteriormente a la expulsión de la Toba Tala. Se estimó un diámetro de 10 km.

La correlación detallada de la secuencia lacustre facilitó la detección de diferencias en la elevación del piso de la cuenca desde el inicio de la depositación, lo cual indica que el colapso ocurrió en bloques de grandes dimensiones. Asimismo, hubo regiones con movimientos verticales durante el tiempo que duró la depositación en el lago, según se constata en la columna estratigráfica. El fenómeno probablemente se debe a reajustes isostáticos posteriores a la expulsión de la Toba Tala. Los bloques mencionados están limitados por fallas, algunas sinsedimentarias y ahora cubiertas por sedimentos recientes.

El levantamiento, como propone Mahood (1980) es posible que no se deba a un fenómeno isostático puesto que los movimientos entre los bloques antes mencionados, explican el reajuste necesario después de la emisión de los productos piroclásticos y por lo tanto, la resurgencia posterior, la cual ocurrió aproximadamente después de 30-35 000 años, más bien se debe asociar con un nuevo aporte de magma.

Tomando como referencia la elevación de la Toba Tala, registrada en los 12 pozos perforados por la CFE, se encontró que la región donde se concentran las manifestaciones, está ligeramente más elevada, es decir que sobresale de la tendencia general del levantamiento, lo anterior indica que la región pudo haber sufrido un empuje relativamente mayor, fenómeno posiblemente producido después del levantamiento general, según se observa en el tipo de fallas que se formaron en la región. Las fallas de mayor magnitud como Cerritos Colorados, corresponden al eje de máximo esfuerzo de la fase inicial del levantamiento; aparentemente después los esfuerzos verticales se desplazaron ligeramente hacia el SW y se concentraron en la zona donde se localizan los pozos y dieron lugar a nuevas fallas de dimensiones menores, dado que el empuje vertical debió ser menor y posiblemente residual.

El estudio detallado de los productos del C. Planillas sugieren una historia eruptiva más compleja de lo propuesto por otros autores (Mahood, 1980; Clough, 1981). Se trata de un pequeño complejo riolítico constituido por una primera fase efusiva que dio lugar al emplazamiento de domos riolíticos, seguido por una etapa de gran explosividad causada posiblemente por el levantamiento, ya que al producirse este fenómeno se desprendió un fragmento de uno de los domos de Planillas que estaban en crecimiento, lo cual provocó la reapertura del conducto y dio lugar a la expulsión violenta de productos piroclásticos. El ciclo se cierra con la emisión de nuevos derrames riolíticos muy viscosos, los cuales obturaron nuevamente el conducto.

El estudio de los sistemas de fracturamiento permitió confirmar que las fallas visibles en superficie se relacionan con algún proceso magmático más que con la tectónica regional. Las más antiguas son generalmente anulares y se asocian con el colapso calderico, mientras que las más recientes tienen principalmente una dirección NE-SW y se ligan al levantamiento. Localmente este proceso de empuje, a diferencia del fenómeno general, el cual tiene una dirección N-S, tuvo un campo de esfuerzos con su eje de mínimo esfuerzo (σ_3) en dirección NW-SE, lo cual generó las fallas antes mencionadas. El hecho de que solo sea posible reconstruir el campo de esfuerzos en la zona central y los bordes caldericos, indica que la deformación sufrida por el empuje vertical posiblemente debido al aporte de nuevo material a la cámara magmática, no fue muy importante y por lo tanto las fallas solo se generaron donde los esfuerzos fueron más acentuados.

La tendencia de los sistemas estructurales regionales no se observa en la zona, sin embargo, no se descarta la importante influencia que estos rasgos deben tener en el emplazamiento de este centro eruptivo. Lo anterior se confirma con la anomalía de Bouguer, en la que se observa que las unidades infrayacentes están afectadas por un sistema de fallas de dirección NW-SE y E-W, el primero asociado al graben de Tepic-Zacoalco y el segundo con el graben de Chapala. Asimismo el hecho de que existe una alineación de edificios volcánicos de composición andesítica y basáltica con dirección NW-SE en ambos extremos de la estructura, apoya la suposición anterior.

Estas son las conclusiones más importantes del estudio y a pesar de haber sido de detalle, no se descarta la posibilidad de que en un futuro, al continuar con la perforación de nuevos pozos, se necesiten más trabajos a detalle que seguramente descubrirán algunos aspectos que no fueron incluidos en el presente estudio, ya que la zona es muy compleja y aun puede extraerse más información para comprender cada vez mejor los fenómenos que ocurrieron en la región.

BIBLIOGRAFIA

- Allan, J.F., 1985. Sediment depth in the Northern Colima y graben from 3-D interpretation of gravity: *Geofísica Internacional*, 24-1, 21-30.
- Alatorre-Zamora, M.A., Contribución de anomalías gravimétricas a la geohidrología de la Primavera, Jal. Tesis en elaboración.
- Campos E., J.O., Venegas, S., Sánchez R., S., Ramírez N., A., Morán Z., A., Delgado G., H. y Urrutia F., J., 1987. Estudio paleomagnético de la Sierra de La Primavera: Resultados preliminares. *Geoth. Res. Council Trans.*, 11, 323-326.
- Casarrubias U., Z. y Torres H., R., 1982. Estudio de fracturamiento en el área de Cerritos Colorados-La Azufrera, Campo Geotérmico de La Primavera, Jal., México: CFE, informe inédito.
- Clough, B.J., 1981. The geology of La Primavera Volcano, Mexico: PH.D. Thesis, Imperial College, London, 452 p.
- Díaz E., C. y Mooser, F., 1972. Formación del graben de Chapala: *Soc. Geol. Mex.*, Memoria II, Convención Nacional, 144-145.
- Electroconsult, 1979. Área geotérmica La Primavera, Informe geológico final, Informe GEM-D-4471. Inédito.
- Electroconsult, 1983. El campo geotérmico de La Primavera. Informe de síntesis de los pozos y evaluación del campo. Informe PRM-D-5575. Inédito.
- Garduño M., V.H. y Tibaldi, A. en prensa. Kinematic evolution of the continental active triple junction of the western Mexican Volcanic Belt. *C.R. Acad. Sci. Paris*.
- Gilbert, C.M., Mahood, G.A. y Carmichael, I.S.E., 1985. Volcanic stratigraphy of the Guadalajara area, Mexico. *Geofísica Internacional: Special volume on Mexican Volcanic Belt-Part. 1*, 24-1, 196-191.
- Gutiérrez N., L.C.A., 1981a. Petrografía y mineralogía de los pozos PR-1 y RC-1 de La Primavera, Jal: Informe 1/81.CFE. Inédito.
- Gutiérrez N., L.C.A., 1981b. Litología y mineralogía secundaria del pozo PR-2 de La Primavera, Jal: Informe 19/81. CFE. Inédito.
- Japan International Cooperation Agency, 1989. La Primavera geothermal development project in United Mexican States, final report, inédito. 340p. CFE-Gobierno Japonés.
- López H., A., 1986. Estudio de la secuencia volcano-sedimentaria de la Caldera de La Primavera, Jal. Informe 24/88. CFE. Inédito.
- Luhr, J.F. y Carmichael, I.S.E., 1980. The Colima volcanic complex, Mexico, I. Post-caldera andesites from Volcan Colima: *Contrib. Miner. Petrol.* 71, 343-372.

- Luhr, J.F. y Carmichael, I.S.E., 1981. The Colima volcanic complex, Mexico; Part II. Late-Quaternary cinder cones: Contrib. Miner. Petrol., 76, 127-147.
- Luhr, J.F. y Carmichael, I.S.E., 1982. The Colima volcanic complex Mexico: III Ash and scoria fall deposits from the upper slopes of Volcan Colima: Contrib. Miner. Petrol., 80, 262-275
- Luhr, J.F., Nelson, S.A., Allan, J.F. y Carmichael, I.S.E., 1985. Active rifting in southwestern Mexico: Manifestation of an incipient eastward spreading-ridge jump: Geology, 13, 54-57.
- Mahood, G.A., 1980. The geological and chemical evolution of a late pleistocene rhyolitic center: The Sierra La Primavera, Jalisco, México: Ph. D. Thesis. Universidad of California, Berkeley. 245p.
- Mahood, G.A. y Drake, R.E., 1982. K-Ar dating young rhyolitic rocks: A case study of the Sierra La Primavera, Jalisco, México: Geol. Soc. Amer. Bull., 93, 1232-1241.
- Mahood, G.A. Gilbert, G.M. y Carmichael, I.S.E., 1985. Peralkaline and metaluminous mixed-liquid ignimbrites of the Guadalupe region, Mexico: Jour. Vol. Geoth. Res., 25, 259-271.
- Nelson, S.A. y Sánchez R., G., 1986. Transmexican Volcanic Belt field guide: Volcanological Division, Geol. Assoc. Canada-UNAM, 45-77.
- Nixon, G.T., 1982. The relationship between Quaternary volcanism in central Mexico and the seismicity and structure of subducted ocean lithosphere. Geol. Soc. Amer. Bull., 93, 514-523.
- Nixon, G.T. Demant, A., Armstrong, R.L. y Harkal, J.E., 1987. K-Ar and geologic data bearing on the age and evolution of the Trans-Mexican Volcanic Belt: Geofísica Internacional, 26-1, 109-158.
- Romero G., J.C., 1981. Estudios geológicos y geofísicos en el área geotérmica de La Primavera, Jal.: Informe 5/81. CFE. Inédito.
- Sánchez R., S., 1988. Información general de los pozos Primavera Nos. PR-1, 2, 4, 5, 8, 9, 10, 11 y 12 del campo geotérmico de La Primavera, Jal.: Informe AVR10/007/88. CFE. Inédito.
- Smith, R.L., 1960. Ash flows. Geol. Soc. Amer. Bull. 71, 7955-842.
- Smith, R.L. y Bailey, R.A., 1968a. Resurgent cauldrons. In: R.R. Coats, R.L. Hay, and C.A. Anderson (Ed), Studies in volcanology: A memoir in honor of Howel Williams. Geological Society of America Memoir 116: 613-662.
- Truesdell, A.H. y Mahood, G.A. in preparation. A geochemical and isotopic evaluation of the Sierra La Primavera geothermal system, Jalisco, Mexico.

- Uribe, I. 1989. Gerencia de Ingeniería Civil, Comisión Federal de Electricidad, Comunicación personal.
- Venegas S., S., Romero G., C., Reyes V., P. y Palma G., H., 1979. Informe preliminar de la geología del área de La Azufre-Cerritos Colorados de la zona geotérmica de La Primavera, Jal.: Informe 8/79. CFE. Inédito.
- Venegas S., S. y Ruy A., C., 1981. Estudio geológico regional de Las Planillas en el estado de Jalisco: Informe 47/81. CFE. Inédito.
- Venegas S., S. y Sánchez R., S., 1987. Mapa geológico de La Primavera, escala 1:25000, CFE, inédito
- Venegas S., S. y Sánchez R., S., 1987. Secciones geológicas del campo geotérmico de La Primavera, escala 1:5000, CFE, inédito.
- Venegas S., S. y Sánchez R., S., 1987c. Geología a detalle del Campo Geotérmico de La Primavera, Jal., mapa escala 1:10 000, CFE, inédito.
- Viggiano G., J.C., 1982-1988. Análisis petrográfico de las muestras de canal de los pozos: PR-1 (2a etapa), PR-8, PR-9, PR-10, PR-12 y PR-11. Información inédita. CFE.
- Walker, G.P.L., Wright, J.V., Clough, B.J. y Booth, B., 1981. Pyroclastic geology of the rhyolitic volcano of La Primavera, México: Geol. Rundsch., 70, 1100-1118..
- Watkins, N.D., Gunn, B.M., Baksi, A.K., York, D. y Ade-Hall, J., 1971. Paleomagnetism, geochemistry and potassium argon ages of the Rio Grande de Santiago volcanics, central Mexico: Geol. Soc. Amer. Bull., 82, 1955-1968.
- Wright, J.V., 1981. The Rio Caliente ignimbrite: Analisis of compound intraplinian ignimbrite from a major late quaternary mexican eruption: Bull. Volc., 44-2, 189-212.
- Wright, J.V. y Walker, G.P.L., 1977. The ignimbrite source problem: significance of a co-ignimbrite lag fall deposits: Geology, 5, 729-732.
- Wright, J.V. y Walker, G.P.L., 1981. Eruption, transport and deposition of ignimbrite: a case study from Mexico: Jour. Volc. Geoth. Resear, 9, 111-131.

ANEXO I

DESCRIPCION DE LAS SECCIONES ESTRATIGRAFICAS

A grandes rasgos, como ya se mencionó, el aporte de sedimentos lacustres se dividió en tres unidades principales, además de la Toba Tala. La base está constituida por sedimentos muy finos de estratificación delgada, interrumpidos por la pómez gigante (Mahood, 1980); lo sobreyace una secuencia de depósitos piroclásticos de caída aérea alternada con depósitos aluviales y fluviales. La parte superior es un paquete delgado constituido por abanicos aluviales.

Para comprender y detectar las anomalías en la serie antes mencionada, se describen a continuación las características más importantes en cada una de las secciones levantadas.

A. Sección I-I

Tiene una dirección NW-SE. Se inicia en una mesa ubicada al oeste del Cerro Burro, pasa por Río Caliente y la zona de pozos, termina al sur del cerro Colli en un banco de material (Figs. 18 y A1).

Estación 100. Se ubica fuera de la cuenca lacustre, muestra la parte superior de la Toba Tala cubierta por una abanico aluvial de 4 m aproximadamente.

Estación 51. Localizada ya dentro de la cuenca. Se caracteriza porque la mayor parte de la columna está muy perturbada, debido a que se encuentra muy cerca del escarpe que forma el colapso de la caldera, el cual se supone tuvo un doble juego (Mahood, 1980): primero, como falla normal durante el colapso, y, posteriormente, con el levantamiento, con un movimiento inverso, causando la inclinación de los sedimentos hacia el escarpe. La parte inferior, debido a la mala clasificación y sobre todo por la presencia de horizontes de pómez aparentemente "rotos", sugiere la posibilidad de un deslizamiento (slump) a nivel local asociado con los primeros eventos de inestabilidad en la cuenca, cuando se inició el levantamiento.

Los estratos superiores en contacto directo con este depósito -igualmente inclinado- muestran aún huellas de perturbación (pliegues en los sedimentos finos), pero de menor intensidad que en el nivel inferior. El resto de la columna está constituido por pómez intercaladas con cenizas finamente estratificadas en los niveles inferiores, le sigue un estrato importante de cenizas en capas delgadas que termina con un horizonte de pómez de 2 a 5 cm de diámetro, contenido en una matriz de grano muy fino, que podría correlacionarse con la pómez gigante. El paquete basculado termina con un horizonte de oxidación muy notorio de pocos centímetros, que sirve como discordancia a un nivel superior de pómez y ceniza de 3 m de espesor.

Estación 51'. Se levantó en Agua Brava. Corresponde íntegramente a la Toba Tala; se observan cuando menos 12 unidades de flujo; la base se presenta sin soldar, la matriz es de color gris claro con abundantes fragmentos de pómez blanca y algunos de obsidiana; le sobreyace un nivel débilmente soldado, seguido de un horizonte bien soldado, después de esta unidad se repite la secuencia

inferior, una zona menos soldada y termina en la cima con un nivel sin soldar con mucha pómez. La zoneación que presenta esta ignimbrita, al menos la parte aflorante, corresponde a los modelos de ignimbrita típicos propuestos por Smith (1960).

Estación 43. Presenta un registro prácticamente completo de los sedimentos lacustres, en la base aparece la Toba Tala en discordancia con una brecha basal, constituida por fragmentos de riolita derivados de la erosión de los domos preexistentes más cercanos. Le sobreyace un importante paquete de sedimentos finos eventualmente interrumpidos por horizontes de pómez; casi al límite con la siguiente unidad superior, se observa un horizonte de pómez de diámetro inferior al promedio de la pómez gigante, contenida en una matriz fina, por sus características podría correlacionarse con dicha unidad. Le sobreyace a este depósito un pequeño paquete de sedimentos finos separado de los niveles superiores por dos horizontes delgados de óxidos. La siguiente unidad está constituida por varios niveles de pómez de caída aérea, intercalados con estratos arenosos que provienen de la erosión de los domos. Finalmente la cima corresponde a depósitos aluviales relacionados con abanicos.

Estación 129. Cercana al pozo PR-2. Incompleta debido a la cubierta de vegetación; presenta como base a la parte superior de la Toba Tala, cubierta por un espesor relativamente delgado de sedimentos finos cubiertos a su vez por la pómez gigante, contenida en una matriz muy fina.

Estación 98. Ubicada entre los pozos PR-9 y PR-10. Fue descrita con mucho detalle para comprender la forma en la cual se sucedieron los eventos en esta zona tan importante para el desarrollo geotérmico en la caldera (Fig. 19). En la base aflora la Toba Tala separada del paquete superior por una pequeña discordancia, aparentemente producida por depósitos de insurgencia basal (surges) asociados a la etapa final de la emisión de la Toba Tala (Mahood, 1980). Cubriendo todos estos desniveles se encuentra un pequeño paquete de arcilla de estratificación muy fina, cubierto a su vez por una alternancia de horizontes de pómez y arcilla o niveles de arcilla con pómez aisladas, en total alcanzan los 5 m. Sobreyaciendo se encuentra el horizonte índice de pómez gigante contenido en una matriz fina deformada por la caída de los bloques, cuando aún se encontraban los sedimentos en estado plástico. En esta zona el espesor es de 6 m pero varía en otras áreas de 3 a 20 m.

Directamente sobre este horizonte se presentan 4 m de arcillas en capas muy delgadas, con un pequeño horizonte intermedio de óxidos. Sobreyace a esta unidad una secuencia de 8 m, constituida por arcilla finamente estratificada, con algunos niveles de pómez redondeadas; en la parte superior se observa estratificación cruzada que podría correlacionarse con una zona de poca profundidad donde se produce oleaje. Subiendo estratigráficamente en la columna se encuentra un horizonte de 5.5 m que denota cambios fuertes en la depositación, la cima, la base y un nivel intermedio están constituidos por delgados horizontes de óxidos posiblemente asociados a niveles muy someros del lago e incluso a fases de desecación (horizontes de oxidación); se alternan con estratos delgados de arenas y cenizas; en su base se observa un nivel que contiene fragmentos rotos

de sedimentos lacustres contenidos en una matriz arcillosa, relacionado con un proceso de deslizamiento de masa (slumping); lo cubre un horizonte de arenas finas con estratificación cruzada que incluye a un estrato de sedimentos finos plegado.

Cerca de la cima se tienen arenas, pómez y cantos rodados de riolita con marcada estratificación cruzada. Los siguientes 8 m separados por el horizonte de oxidación superior, son depósitos de caída aérea interestratificados con sedimentos de origen fluvial, estos últimos muestran estratificación cruzada y contienen fragmentos de riolita y pómez retrabajados; también se observan dos delgados paleosuelos intermedios. La parte superior del paquete anterior presenta relieve topográfico que fue rellenado por 5 m de una intercalación de pómez de caída aérea y depósitos fluviales; cerca de la cima se observa un paleosuelo delgado. A diferencia del paquete anterior, en éste dominan los depósitos de caída aérea, probablemente asociados a la actividad explosiva del anillo de domos ubicado al sur. Finalmente, los últimos 4 m corresponden al abanico aluvial que se ha observado en otras columnas.

Estación 86. Se localiza en el arroyo Las Pilas; por sus espesores corresponde a una de las zonas más profundas dentro de la cuenca. El nivel inferior forma parte de la Toba Tala y está en discordancia con un paquete superior de aproximadamente 5 m de arcillas muy finas de estratificación delgada y con pómez de tamaño lapilli, redondeada y en forma aislada. A este paquete le sobreyacen 15 m de ceniza en capas más gruesas que las de la unidad anterior, intercaladas con delgados horizontes de pómez retrabajados. Subiendo estratigráficamente, el siguiente cuerpo está formado por 12 m de la pómez gigante empacados en una matriz de ceniza fina. Cubren a esta unidad 12 m de sedimentos lacustres finos, los cuales terminan en una discordancia depositacional que marca el inicio de la acumulación de sedimentos más gruesos, derivados de la erosión de los domos y del aporte directo del material ígneo proveniente de la actividad explosiva de los domos del arco sur. Este paquete mide aproximadamente 18 m y está cubierto por un delgado espesor de aluvión.

Estación 77. Se encuentra más cercana del probable borde de la caldera; el espesor de los sedimentos es menor, se observan de 2 m de pómez gigante contenida en una matriz fina, en contacto directo sobre la Toba Tala (Fig. A1) y lo sobreyace un nivel de 10 m de sedimentos finos cuya base presenta micropliegues y pequeñas fallas inversas, ambos asociados al levantamiento regional del área. Termina con 14 m de una alternancia de depósitos de caída aérea y sedimentos derivados de la erosión de los domos.

Estación 78. Presenta a la Toba Tala sobreyacida por un paquete de 2 m, formado por grandes bloques angulosos de riolita, contenidos en una matriz fina y posteriormente cubiertos por el horizonte de pómez de 2 m (Fig. A1). El nivel inmediato superior, de 8 m de espesor, constituido por sedimentos lacustres, presenta deformación en su base. Al igual que en la columna anterior, se trata de micropliegues, acompañados de fallas inversas. Finalmente, el estrato superior, de 13 m, lo compone una sucesión de depósitos aluviales y productos de caída aérea depositados en medio subaéreo.

Estación 74. Más cercana al borde de la caldera. Esta secuencia es muy interesante, se observa la manera en la cual se desprendió en forma de almohadillas la cubierta del domo, posiblemente aún a elevada temperatura, al entrar en contacto con los sedimentos húmedos, dando lugar al horizonte índice. Cubriendo a esta unidad se encuentran 4 m de sedimentos lacustres finos con algunos niveles delgados de pómez retrabajada. Directamente sobre el paquete anterior se observan 3 m de productos piroclásticos muy retrabajados que alternan con capas muy delgadas de sedimentos finos. Los últimos 8 m de la secuencia rellenan la inclinación formada por el emplazamiento del domo y está constituida en su mayoría por depósitos piroclásticos de caída aérea, separados por algunos paleosuelos y sedimentos de origen fluvial.

Estación 73. Se ubica aún dentro de lo que fue la cuenca lacustre. En la base se observan sedimentos finos alternando con niveles de pómez retrabajadas. El siguiente paquete, igual que el anterior, se encuentra inclinado, y está constituido por 3 m de material piroclástico y algunos estratos de sedimentos lacustres en general muy delgados. Sobre la unidad precedente se depositaron en discordancia angular, 12 m de productos piroclásticos de caída aérea intercalados con paleosuelos y abanicos aluviales.

Estación 71. Corresponde a varios períodos de sedimentación fluvial y aluvial interrumpidos por etapas erosivas. Tienen espesores entre 9 y 11 m.

B. Sección II-II'

Esta sección tiene una orientación SW-NE, incluye estaciones fuera y dentro de la cuenca lacustre, (Figs. 18 y A2).

Estación 50. Se observa en la base a la cima de la Toba Tala separada de un horizonte superior por un paleosuelo muy delgado. El nivel sobreyacente está constituido por 2 m de pómez de caída aérea de tipo subpliniano cubierto a su vez por 6 m de abanicos aluviales.

Estación 16. La siguiente columna presenta a la Toba Tala en la base, cubierta en forma discordante por una colada riolítica con un nivel superior formado por la brecha del propio domo y éste, a su vez, mantecado por pómez de caída aérea. El resto de la columna es un paquete de abanicos aluviales separados por un nivel intermedio de pómez de caída aérea.

Estación 64. Ya dentro de la cuenca lacustre; afloran 6 m de la Toba Tala erosionada y directamente sobre ella, 7 m de sedimentos aluviales.

Estación 65. Sobre el arroyo El Gallo aflora además del nivel superior de la Toba Tala, un horizonte intermedio, el cual se caracteriza por presentar tonalidades más oscuras tanto en la matriz de ceniza como en los fragmentos incluidos. Asimismo se observan algunas pómez con bandeamiento gris oscuro y blanco. Hacia la cima la ignimbrita cambia transicionalmente su color a rosa blanco y aparecen los niveles pumícticos característicos de la parte alta de esta

SECCION II - II' (SW-NE)

NE

SW

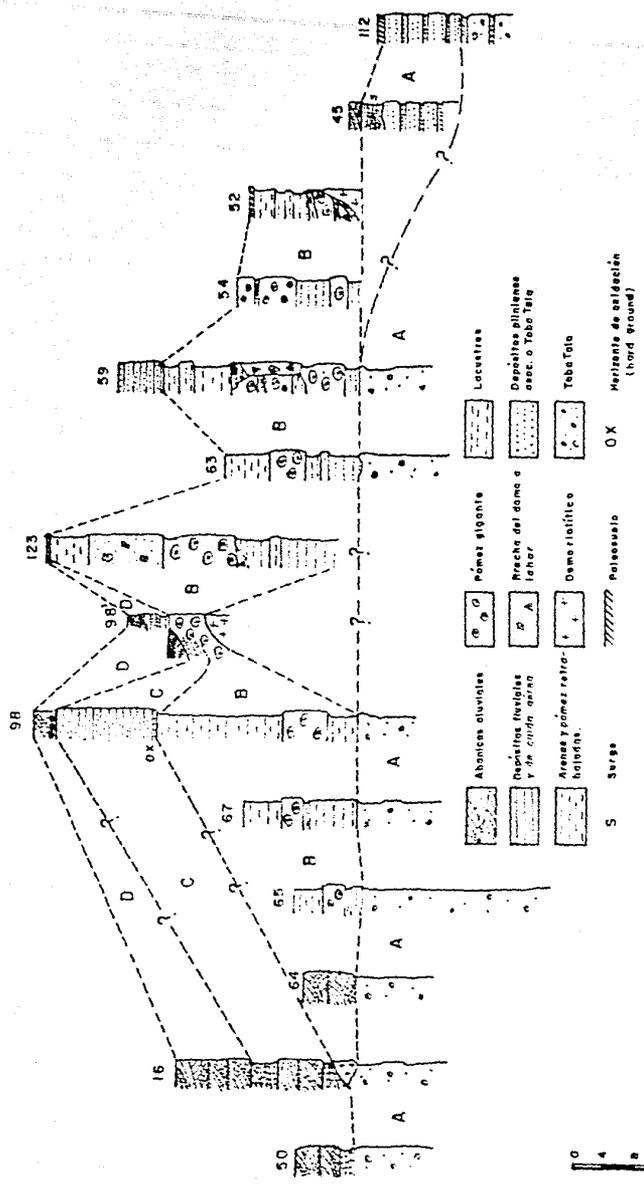


FIG. A2

unidad. En discordancia erosional se depositan 0.5 m de pómez retrabajada, la cual a su vez es cubierta por 1.5 m de arcillas con estratificación delgada. El siguiente horizonte está constituido por 2.5 m de pómez gigante con escasa matriz de ceniza fina. Los últimos 4 m de esta columna corresponden a sedimentos lacustres finos en capas delgadas.

Estación 67. Algunos metros río abajo se observa una secuencia muy similar a la anterior, excepto porque no afloran los niveles inferiores de la Toba Tala y además al espesor de la pómez retrabajada se le agragan 6 m más de pómez de caída aérea antes del nivel de la pómez gigante.

Estación 98. Se localiza aproximadamente en el centro de la cuenca, ya fue descrita en la sección I-I' y por lo tanto si se necesitan datos sobre esta zona se deberá consultar en la descripción de la sección anterior.

Estación 98'. La base de la columna observada corresponde estratigráficamente a la pómez gigante y muestra con claridad como se desprende la corteza del domo Nejahuete al contacto con los sedimentos húmedos, sobre todo en forma de bloques de "pómez gigante" y en menor proporción como fragmentos de riolita. Si se observa una panorámica del afloramiento se encuentra que lateralmente existen diferencias; en el material depositado sobre el horizonte de pómez; hacia el SW se observa un depósito subpliniano de pómez y obsidiana que mantee a la paleotopografía cubierta a su vez por depósitos aluviales, y hacia el NE, a pesar de que topográficamente es mas alto, se presenta el horizonte índice cubierto por 4 m de sedimentos lacustres, erosionados en su cima y cubiertos por 2m de depósitos fluviales.

Estación 123. Se ubica en el arroyo Arena Chica. Su base está constituida por 14 m de sedimentos lacustres finos medianamente estratificados, con algunos niveles de pómez retrabajadas y con un horizonte intermedio de lacustres en capas delgadas. Su cima presenta una paleosuperficie. Este relieve se cubre a su vez por bloques de lava riolítica gris contenidos en una matriz fina y derivados de la cubierta de pómez y fragmentos de riolita del domo Nejahuete. Sobreyaciendo se encuentran 10 m de pómez gigante contenidos en una matriz de ceniza blanca deformada. Los siguientes 10 m superiores corresponden a un flujo de lava que probablemente se originó de la misma pómez gigante cuando se inició el levantamiento de la caldera. Se caracteriza por ser un depósito masivo sin estratificación, incluye bloques de riolita y de pómez de diámetros inferiores a la pómez gigante, incluidos en una matriz arcillosa. Los últimos 5 m sobreyacen al depósito anterior en forma discordante y están formados por sedimentos lacustres finamente estratificados, cubiertos por un delgado paleosuelo.

Estación 63. Se localiza en el mismo arroyo que la anterior y es muy similar a aquella. La base está constituida por la Toba Tala erosionada, la cual es cubierta por 7 m de sedimentos lacustres medianamente estratificados, interrumpidos por un horizonte de 2 m de sedimentos lacustres finos de color blanco. La siguiente unidad es el horizonte índice de la pómez gigante con 5 m de espesor. Finalmente el paquete superior está formado por 6 m de sedimentos lacustres finos

intercalados por algunos niveles de sedimentos arenosos, derivados de la erosión de domos y productos piroclásticos.

Estación 59. Es una columna muy interesante porque presenta un nivel que no ha sido observado en otras paradas y contribuye a comprender con mayor facilidad los fenómenos ocurridos en esta porción de la cuenca. La base está constituida por la parte superior de la Toba Tala, cubierta por un horizonte de pómez retrabajada contenido en una matriz arcillosa, con mala estratificación y con algunas irregularidades menores en el depósito, como el adelgazamiento de los estratos. Está cubierto por 6 m del horizonte de pómez gigante densamente empacado en una matriz de grano fino.

El siguiente paquete, de 9 a 11 m de espesor, es la parte importante de la columna, pues presenta otros 2 niveles de pómez gigante pero retrabajada. El primero tiene en su base un horizonte de pómez contenido en matriz arcillosa que lateralmente se transforma en un lahar formado por fragmentos angulosos de riolita a su vez inmerso en una matriz arenosa de la misma composición. El segundo tiene como base un depósito de ceniza fina que se acumula, corriente abajo, con ceniza de estratificación gruesa. La cima de todo este caótico paquete es una arcilla en capas gruesas limitada en su parte superior por un horizonte de oxidación muy notorio. La unidad que lo cubre está constituida por 9 m de arcillas con estratificación delgada, intercaladas con otro nivel arcilloso de estratificación más burda y de grano más grueso que incluye pequeñas pómez retrabajadas.

Finalmente, la última parte de la secuencia está constituida por 6 m de pómez de caída aérea en horizontes delgados y gruesos, también se observan niveles arenosos derivados de la erosión de los domos. La cima está constituida por un delgado abanico aluvial. Otra característica importante de esta zona es la presencia de diques rellenos de pómez y ceniza de diferentes espesores, que cruzan total o parcialmente la columna antes descrita.

Estación 54. En el mismo arroyo pero más cerca del borde de la caldera, se observa una secuencia que tiene como base un paquete compuesto de una intercalación irregular de pómez y ceniza. La estratificación no es homogénea porque se presentan capas delgadas y gruesas alternadas e incluso estratificación cruzada. El siguiente nivel está formado por 2 m de la pómez gigante densamente empacada, con escasa matriz. Le sobreyacen 5 m de productos piroclásticos de caída aérea. La cima está compuesta por un paquete de 7 m que contiene dos niveles de pómez gigante redepositados, separados por un horizonte de arcillas en capas delgadas.

Estación 52. Se localiza en el borde mismo de la caldera. En la base de la columna aflora un vitrófido riolítico que aparentemente se emplazó en medio acuoso, hacia los lados se observa como el vitrófido y una pómez muy densa con fenocristales se mezclan e incluso se observa una cierta alternancia entre horizontes de ceniza y brecha. Sobre esta unidad se encuentran de 2 a 3 m de la pómez gigante bien compactada con poca matriz. Los siguientes 5 m están constituidos por una intercalación de horizontes delgados de sedimentos finos y horizontes medios de pómez retrabajadas. El nivel superior está formado por 2 m de sedimentos finos de color blanco sin

estratificación y coronados por un suelo muy delgado, aproximadamente de 2 m de espesor.

Estación 45. Esta columna fue descrita sobre un escarpe topográfico de 20 m de altura, que circunda la parte norte de la caldera. Está constituida en la base por varios horizontes de depósitos plinianos separados por niveles de pómez más pequeñas. Estos cambios en el tipo de depósito corresponden a fluctuaciones en la intensidad de las explosiones. Sobre los 10 m del paquete anterior se depositaron en forma discordante 3 m de piroclásticos tipo surge, asociados a la etapa final de las emisiones de la Toba Tala (Walker et al., 1980). Los últimos 2 m están formados por aluvión.

Estación 102. En una cañada angosta ubicada al NW de la ciudad de Guadalajara se observó la Toba Tala en la base de la secuencia, está constituida por ceniza gris muy fina con diferentes niveles de pómez y fragmentos de obsidiana. A grandes rasgos se distinguen dos cuerpos de ignimbritas separados por un horizonte de pómez y ceniza bien estratificada. La cima de la Toba Tala está cubierta por 0.5 m de productos piroclásticos similares a los primeros pero con mayor grado de estratificación. El resto de la columna son 10 m de depósitos plinianos, en la base son más gruesos y disminuye su grosor hacia la parte alta, están constituidos por pómez, obsidiana y líticos de andesita y riolita. Están cubiertos por 1 m de aluvión.

C. Sección III-III'

Este perfil estratigráfico, a diferencia de los anteriores, incluye columnas de la zona de Planillas y por lo tanto es el que aporta mayor información al estudio de la evolución volcánica de este centro eruptivo. Tiene una orientación general N-S, abarca desde el escarpe de 20 m de altura que circunda la zona norte, incluye el centro de la cuenca lacustre y sus bordes, así como las zonas cercanas a Planillas (Figs. 16 y A3).

Estación 114. Se localiza en el escarpe exterior, al norte de la caldera. La base está constituida por un paleosuelo cubierto por un depósito pliniano de 3 m de espesor formado por pómez tubular, fragmentos de riolita y obsidiana, unidad que manta al relieve anterior. Directamente sobre este paquete se observa un horizonte de poco espesor de pómez y fragmentos líticos retrabajados, rellenando a la topografía anterior en capas delgadas. Le sobryace un depósito masivo constituido por ceniza muy fina con algunos niveles de pómez, líticos y obsidiana; podrían interpretarse como flujos de lodo o la parte distal de la Toba Tala. A su vez está cubierto por sedimentos lacustres finos derivados de cenizas retrabajadas, en su base se observan fragmentos de riolita redondeados. Los siguientes 6 m parecen depósitos lacustres constituidos por niveles masivos de cenizas separados por pequeños horizontes de pómez redondeadas, también se observan clastos de andesita y riolita; al igual que en el depósito anterior, en su base aparecen fragmentos redondeados de riolita. La cima de toda la secuencia es un suelo residual de 1 m de espesor aproximadamente.

Estación 124. Se ubica en el norte de la caldera, casi en la desembocadura del arroyo La Cuartilla. En la base afloran 4 m de pómez gigante, sobre un estrato delgado de productos piroclásticos de caída aérea depositados en agua. Cubriendo al horizonte índice se encuentran 5 m de un paquete formado por estratos medianos de pómez y fragmentos de riolita contenidos en una matriz de arcilla con escasa clasificación. La cima de esta unidad se encuentra erosionada y cubierta por 12 m de abanicos aluviales.

Estación 125. Es una parada muy importante porque en la base se observa como, la cima de un pequeño domo que no alcanzó la superficie, da lugar a un arqueamiento de los sedimentos lacustres sin consolidar, incluyendo al horizonte de pómez gigante (Fig. A3). A consecuencia de este levantamiento se producen fracturas abierta en la zona de máxima tensión, las cuales se rellenaron posteriormente con bloques de la misma pómez gigante, fragmentos de riolita y de obsidiana, todo ello contenido en una matriz arcillosa. Los sedimentos que se encuentran bajo la pómez gigante están constituidos por una alternancia de horizontes de pómez y arcillas estratificadas; en total tiene un espesor de 8 m. El paquete de la pómez gigante presenta 4 m de espesor.

Sobre este nivel se depositó, en discordancia angular, un horizonte arenoso de estratificación media de 12 m de espesor, interrumpido por tres deslizamientos de masa de distribución muy local que se acunían; el inferior es masivo de grano fino y desaparece hacia el este; el intermedio es más constante, tiene casi 2 m de espesor, está formado por bloques de pómez de diámetro inferior al de la pómez gigante e incluido en una matriz arcillosa; el superior es similar al anterior, excepto porque es de corta extensión. La parte alta de la secuencia está formada por 5 m de sedimentos finos de estratificación burda.

Estación 126. Ubicada en el mismo arroyo, esta columna presenta en su base 8 m de sedimentos lacustres finos de estratificación delgada y color blanco. Le sobreyacen 11 m de sedimentos de diámetro más grueso, contiene fragmentos de riolita, obsidiana y pómez en capas de espesor medio. Se observan profundas cavidades socavadas en estos depósitos, rellenas de productos fluviales de tipo arenoso con estratificación cruzada. La cima es un paquete de 4 m de espesor, constituido por fragmentos de pómez retrabajada, contenida en una matriz arcillosa, su parte baja presenta estratificación media (20-30 cm) y la región superior es masiva.

Estación 127. La base de la columna corresponde al nivel de sedimentos arenosos, constituido por fragmentos de riolita pómez y obsidiana. La estratificación es en capas de espesor medio. A esta unidad le sobreyace un paquete de abanicos aluviales de 10 m de espesor. La parte alta es un depósito masivo de 4 m constituido por una matriz de ceniza en bloques pequeños de pómez, principalmente.

Estación 128. Esta secuencia corresponde a la parte topográficamente más alta del arroyo La Cuartilla, se encuentra muy cerca del domo el Nejahuete. La base está formada por un paquete de sedimentos arenosos que contienen bloques de riolita y cuya estratificación es muy burda. El resto de la secuencia lo forma un

depósito masivo de bloques angulosos de riolita contenidos en una matriz más fina derivados de la erosión del domo.

Estación 98. La descripción de esta columna ya se hizo en la sección I-I', por lo tanto si se desea información de esta parada en particular, deberá referirse a dicho perfil.

Estación A105. Se localiza en el borde sur de la caldera. En la parte inferior se presenta la cima de la Toba Tala, erosionada y cubierta por un espesor de 3 m de sedimentos lacustres finos, intercalados con arenas y pómez retrabajadas. La siguiente unidad es el horizonte de pómez gigante con 4 m de espesor, le sobreyacen 3 m de sedimentos finos de estratificación delgada. Los siguientes 4 m son arenas bien estratificadas con fragmentos pequeños de riolita, pómez y obsidiana. El paquete suprayacente se depositó en concordancia con el anterior, está formado por una alternancia de productos aluviales y depósitos piroclásticos de caída aérea, principalmente pómez retrabajada y fragmentos de obsidiana. La cima, al igual que varias de las columnas descritas está compuesta por una unidad de 4 m de abanicos aluviales.

Estación 15. Esta parada, relacionada con la actividad volcánica de Planillas, se ubica fuera de la cuenca lacustre. En la base aflora un estrato compuesto por tres paquetes de depósitos de caída aérea que descansan sobre el domo de riolita corresponden a la etapa inicial del volcanismo en Planillas. Se caracterizan por tener un porcentaje muy alto de líticos con tamaños máximos de 50 cm. El estrato inferior presenta una intercalación de pómez, lapilli y ceniza con muchos líticos. El nivel intermedio es un depósito en cuya base se encuentran muchos fragmentos de riolita, se caracteriza por su buena clasificación, en su parte más alta se observa estratificación más delgada y aparece un horizonte de pómez con pocos fragmentos líticos. El paquete superior es el que contiene los bloques más grandes de líticos, se observa buena estratificación y los bloques de gran tamaño se presentan erráticos en el depósito.

La siguiente unidad es un depósito masivo de 10 m de espesor, se observan fragmentos angulosos de riolita, obsidiana y pómez de diferentes diámetros contenidos en una matriz más fina de composición similar a la de los fragmentos, podría interpretarse como un lahar. Sobre este nivel se depositan 1.5 m de ceniza fina bien estratificada, con un horizonte pequeño de pómez de color rosado. Su cima presenta relieve topográfico muy marcado. La siguiente unidad, formada por depósitos finos de caída aérea bien estratificados, cubre las irregularidades topográficas y alcanza un espesor de 2 m. El paquete siguiente tiene 5 m de espesor, presenta en su base un depósito pliniano de pómez de .6 m de espesor, cubierto por una secuencia de piroclastos de caída aérea formada por ceniza e intercalaciones de pómez, líticos y obsidiana de tamaño lapilli, bien estratificada.

Los 4 m suprayacentes son depósitos subplinianos compuestos por dos niveles de pómez más o menos estratificados, con abundante obsidiana y líticos en la cima, separados por un nivel de ceniza muy fina. La parte superior de este depósito está muy erosionada, se observan canales profundos rellenos por material piroclástico

retrabajado con marcada estratificación cruzada; podría asociarse con una etapa erosiva muy activa que removió con facilidad el material poco consolidado y dió lugar a la formación de abanicos aluviales.

Cubriendo al relieve anterior afloran 16 m de un depósito monótono de pómez y cenizas bien estratificadas que mantee a la paleotopografía. Le sobreyace un depósito de 2 m de ceniza fina cuya cima presenta fragmentos de pómez. El resto de la columna está constituido por 8 m de un paquete de cenizas estratificadas, continuamente interrumpidas por lentes de pómez y cubierto por un depósito de pómez de tipo pliniano.

Estación 109. Se localiza en el flanco este del cerro Las Planillas, en su base se observan 4 m de pómez bien estratificada, manteando a la paleosuperficie, contienen pocos clastos de riolita de vidrio gris laminado. Le sobreyacen aproximadamente 2 m de un depósito de pómez de tipo pliniano, sin estratificación ni gradación en la base; la cima presenta ligera estratificación y pequeños niveles de líticos, se encuentra separado del nivel superior por escasos 10 cm de ceniza fina. La unidad siguiente está formada por dos horizontes de flujos de lodo o pequeños flujos de ceniza constituidos por pómez blanca y líticos de andesita y riolita, incluidos en una matriz de ceniza de coloración ocre. Sobre este paquete descansan 8 m de un depósito pliniano formado principalmente por pómez angulosa de 12 cm de diámetro máximo y fragmentos de riolita vieja. No se observa estratificación, presenta una burda gradación inversa típica de estos depósitos. En la cima se encuentra un paquete masivo de pocos centímetros, sin clasificar, de diámetro menor al anterior, formado por pómez pequeña, líticos y ceniza. El resto de la secuencia es un paquete de 11 m de espesor compuesto por abanicos aluviales derivados de la rápida remoción del material piroclástico emitido en la etapas finales.

Estación 122. Alejado de la zona de emisión, aproximadamente a 5 km al sur se encuentra un afloramiento donde se presenta la parte superior de la Toba Tala cubierta por una brecha riolítica que hacia su cima cambia transicionalmente a derrames bandeados de riolita.

Estación 22. En esta parada se observa en la base a la Toba Tala con algunos rasgos diferentes a lo reportado en otros afloramientos. Los primeros 6 m corresponden a las descripciones anteriores, están formados por varios flujos de ceniza con pómez blanca, obsidiana y líticos en proporciones variables, separados por horizontes de pómez blancas estratificados. La parte alta de este nivel está compuesta por un paquete de pómez y líticos bien estratificados, el cual presenta una superficie ligeramente erosionada cubierta por 4 m de un flujo de pómez blancas que contiene además, líticos y obsidiana.

El siguiente paquete es una ignimbrita que presenta en la base una mezcla de pómez blancas y grises (o escorias muy ligeras) incluidas en la matriz de ceniza blanco-rosáceas, conforme se sube estratigráficamente desaparecen poco a poco las pómez blancas, se incrementan las escorias y la misma matriz cambia a un tono gris oscuro, en otras palabras da la impresión de que la ignimbrita en un principio de composición riolítica, se transformó en otra de

composición más básica.

Para comprender el origen de esta transformación se hicieron análisis petrográficos de las escorias, resultando ser de composición basáltica. En este mismo paquete se encuentran incluidos fragmentos de paleosuelo rotados. De nuevo, si se continúa el ascenso estratigráfico, se observa la transición a un nivel donde abundan los líticos de rocas viejas, y posteriormente, se encuentra otro donde existen solo pómez blancas y obsidiana contenidas en la matriz de ceniza, típico de la Toba Tala. Otros afloramientos de la Toba Tala no presentan este tipo de características, por lo que se piensa que estas anomalías se deben a la contaminación de los flujos piroclásticos con cuerpos de basalto superficiales, posiblemente los del cerro Totepec. La cima de todo esta secuencia ignimbrítica es una brecha riolítica cuya base presenta una coloración rojiza.

Estación 103. En el escarpe de la falla que afecta al cerro Totepec se observa la siguiente columna. En la base aflora una andesita microporfídica cubierta por 2 m de un flujo de pómez blanca con escasos fragmentos de líticos y de obsidiana. Le sobreyacen 4 m de un flujo de fragmentos constituido principalmente por líticos de riolita similares a la que constituye al domo de Planillas, en menor cantidad obsidiana y escasa pómez. Directamente encima aparecen 3 m de otro flujo piroclástico, constituido por una matriz de ceniza con abundantes fragmentos de pómez blanca y en menor proporción líticos de riolita y obsidiana. El resto de la columna es un paquete de 3 m de espesor constituido por un flujo de ceniza con escasa pómez blanca y menor proporción aún de fragmentos de riolita y obsidiana, todos inmersos en una matriz de ceniza fina.