

03077



**UNIVERSIDAD NACIONAL AUTONOMA
DE MEXICO**

**UNIDAD ACADEMICA DE CICLOS DE PROFESIONALES
Y DE POSGRADO DEL CCH
POSGRADO EN CIENCIAS DE LA TIERRA
SEDE: INSTITUTO DE GEOFISICA**

**RECONSTRUCCION DE LA ERUPCION DE
1913 DEL VOLCAN DE COLIMA**

T E S I S

**PARA OBTENER EL GRADO DE:
MAESTRO EN CIENCIAS
(SISMOLOGIA Y FISICA DEL
INTERIOR DE LA TIERRA)
P R E S E N T A :
RICARDO SAUCEDO GIRON**

1 9 9 7

**TESIS CON
FALTA DE OPINION**



Universidad Nacional
Autónoma de México

Dirección General de Bibliotecas de la UNAM

Biblioteca Central



UNAM – Dirección General de Bibliotecas
Tesis Digitales
Restricciones de uso

DERECHOS RESERVADOS ©
PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL

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

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

**Reconstrucción de la erupción de
1913 del Volcán de Colima**

Por

Ricardo Saucedo Girón

A mi esposa,

Ana Maria

A mi familia:

Por la confianza y el apoyo que siempre me han brindado.

A mis padres:

Josefina Girón y Salvador Saucedo

A mis hermanos y Sobrinos:

Eduardo, Salvador , José Luis, Rosa, Patricia Víctor y Guadalupe.
Daniel, Ariana, Yendi, Ricardo, Luis Enrique y Alejandro.

A mis maestros:

Jean-Christophe Komorowski, por sus invaluables consejos y por el tiempo que invirtió en la revisión de este trabajo, así como por el gran interés y paciencia que siempre mostró durante la realización de este trabajo.

Clau Siebe, por sus duros pero atinados comentarios que en gran medida ayudaron a mejorar el resultado de este trabajo.

Victor Hugo Garduño, agradezco la confianza y el desinteresado apoyo que siempre me ha demostrado.

A mi compañero y amigo: José Luis Macías, por sus comentarios y críticas con el único interés de enriquecer el resultado de este trabajo.

Juan Manuel Espindola, por el interés que siempre demostró en este trabajo.

Gerardo Carrasco por sus comentarios para mejorar el contenido del trabajo.

Al maestro Zenón Jiménez por el desinteresado apoyo que me brindo a lo largo de mi estancia en el Instituto de Geofísica de la UNAM.

A mi compañero de trabajo y amigo:

Juan Carlos Gavilanes por compartir su experiencia, por su apoyo incondicional y por el entusiasmo que mostró a lo largo del trabajo de campo.

Agradezco a mis compañeros y amigos el desinteresado apoyo que siempre me han brindado:

Renato Castro Govea
Jasinto Robles Camacho

A mi amigo:

Arturo Méndez, por su desinteresado apoyo y por la confianza que siempre me ha brindado.

A la Universidad Nacional Autónoma de México y en especial al Instituto de Geofísica.

Al posgrado en Ciencias de la Tierra del Instituto de Geofísica de la UNAM.

A la Universidad de Colima.

Agradezco a CONACyT por la beca que me otorgó la cual fue fundamental para realizar mis estudios de maestría. Asimismo, por el apoyo en el trabajo de campo recibido del proyecto No T1503-T9207 "Estudios de los depósitos piroclásticos históricos (1991, 1913, 1892 y 1818) y prehistóricos del Volcán de Colima" del Dr. Jean Christophe Komorowski financiado por CONACyT

Al Sistema Estatal de Protección Civil de Colima y en especial al los C. Melchor Urzúa y al Sr. Javier Velasco, por el incondicional apoyo brindado para la realización de este trabajo.

Agradezco a Francisco Mares su apoyo en el trabajo de laboratorio.

Agradezco al Alicia Cuevas, por su valiosa información fotográfica.

En especial quiero agradecer la valiosa información proporcionada por los testigos de la erupción de 1913, ya que esta fue clave en el resultado de este trabajo:

Juan Mancilla (San Marcos, Jal.) †

Concepción González (San Marcos, Jal.)

Petra Montes de Oca (La Becerra, Col.) †

Rafael Montes (San Marcos, Jal.)

Daniel Zamora (Tonila, Jal.)

Resumen:

La primera etapa de la erupción de 1913 del Volcán de Colima inició el 18 ó 19 de enero con explosiones *freáticas* en el cráter, las cuales produjeron pequeños flujos piroclásticos de bloques y ceniza que alcanzaron una distancia de 4 km.

La segunda etapa de la erupción comenzó el 20 de enero, entre las 4:30 y 11:30 A. M. con la destrucción del domo que obstruía cráter. Este cambio en la dinámica de la erupción formó una columna eruptiva vulcaniana no sostenida, que por la acción del viento el material piroclástico fue dirigido hacia el NE, depositando una fina capa de ceniza de 4 a 28 cm de espesor hasta una distancia de 11 km. Al mismo tiempo, se formaban una serie de flujos piroclásticos de bloques y ceniza (principalmente de material accesorio) que se canalizaron por las barrancas que circundan al volcán hacia el S. Estos flujos piroclásticos alcanzaron distancias hasta de 10 km y produjeron depósitos de 7 a 9 m de espesor, con un volumen total de 0.023 km³.

Al quedar libre el conducto del volcán alrededor de las 11 A.M. del 20 de enero, se inició la tercera y última etapa de la erupción con el desarrollo de una columna eruptiva *pliniana o sub pliniana* que alcanzó 21 km de altura, sostenida por un gasto de magma de 1.29×10^7 kg/s (5159 m³/s), en un proceso que duró 8 horas.

La columna eruptiva fue desviada por los vientos principalmente hacia el N-NE y cubrió un área de 141.151 km², formando una capa con espesores de hasta 1 m. La lluvia de ceniza llegó hasta Saltillo, Coah., a 725 km del volcán. Durante esta etapa paroxísmica de la erupción se inyectó a la atmósfera un volumen de casi 1 km³ (DRE= 0.31 km³= volumen de roca densa) de material juvenil y accesorio.

Durante la última etapa y debido a variaciones en la producción de magma y a la altura alcanzada por la columna eruptiva, se produjeron colapsos parciales de la misma que originaron la formación de flujos piroclásticos de ceniza y pómez que se derramaron alrededor del volcán y se canalizaron por las barrancas que lo rodean. Estos flujos alcanzaron distancias de más de 15 km y formaron depósitos de más de 10 m de espesor con un volumen total de 0.08 km³. En la parte S-SW, a 11 km del volcán, estos flujos piroclásticos se impactaron contra paredes de más de 100 m de altura, lo que originó el desarrollo de pequeñas columnas que provocaron una caída secundaria de ceniza y pómez en la zona, así como una ligera caída de ceniza en la Ciudad de Colima.

Alrededor de las 8 P.M. se observó una apreciable disminución en la intensidad de la erupción, pasando de una fase *pliniana o sub pliniana* a una fase *vulcaniana*. La frecuencia e intensidad de las explosiones disminuyó considerablemente, aunque en días posteriores todavía se registró lluvia de ceniza en los poblados más cercanos al volcán (el 22 enero de 1913 aún caía ceniza en Ciudad Guzmán).

A raíz de la disminución de la explosividad, además de cambiar el estilo eruptivo, se presentó una variación en la composición del magma, dando origen a la formación de flujos piroclásticos de ceniza y escoria los cuales se encauzaron por las barrancas que circundan al volcán, alcanzando distancias hasta de 13 km, en las barrancas ubicadas hacia el S, SW y SE y formando depósitos de 15 m de espesor.

En resumen, la erupción de 1913 involucró un volumen total (material juvenil y accesorio) de 1.1 km³, un volumen total DRE de 0.31 km³ y una razón de descarga de 1.4x10⁷ kg/s (5902.8 m³/s).

La última etapa de la erupción registró un cambio en la tasa de descarga de magma y una variación en la composición química del mismo hacia niveles más básicos, lo que posiblemente derivó en una disminución en el contenido de volátiles, provocando un cambio en el estilo eruptivo, pasando de una fase *pliniana* ó *sub-pliniana* a una fase *vulcaniana*.

Desde el punto de vista social y económico, se perdieron al menos 8 vidas, cientos de cabezas de ganado y alrededor de 10 ranchos. Los daños en Ciudad Guzmán fueron considerable debido a la caída de 15 cm de ceniza, se perdieron cosechas y las pérdidas forestales en los alrededores del volcán fueron muy importantes.

La erupción en su etapa más importante sólo se mantuvo durante 6 días del 18 al 24 de enero de 1913.

INDICE

	Pagina
Agradecimientos.....	ii
Resumen.....	v
Capitulo I.	
Generalidades	
I-1.- Introducción y objetivos.....	2
I-2.- Localización, Clima, Vegetación e Hidrografía.....	3
I-3.- Marco tectónica regional.....	8
I-4.- Trabajos previos.....	12
I-5.- Historia eruptiva.....	13
I-6.- Petrología del Volcán de Colima y su posible comportamiento cíclico y.....	31
Capitulo II.	
La erupción de 1913.	
II-1.- Estado del volcán antes de 1913.....	34
II-2.- Precursores de la erupción de 1913.....	35
II-3.- Fuentes bibliográficas de la erupción de 1913.....	37
II-4.- Testimonios orales de sobrevivientes de la erupción.....	42
II-5.- Consecuencias sociales y económicas.....	45
II-6.- Comportamiento del volcán después de la erupción de 1913.....	46
Capitulo III.	
Estratigrafía de los depósitos de la erupción de 1913.	
III-1.- Identificación de los depósitos de la erupción de 1913.....	53
Antecedentes.....	53
Metodología.....	54
III-2.- Unidad DFC-I: Depósitos de la flujos piroclásticos de ceniza.....	62
III-2.1.- Granulometría.....	62
III-2.2.- Análisis de componentes.....	62
III-3.- Unidad DS-II: Depósito de oleada piroclástica (<i>surge</i>).....	68
III.3.1.- Granulometría.....	68
III.3.2.- Análisis de componentes.....	68
III-4.- Unidad DFBC-III: Depósitos de flujos piroclásticos de bloques y ceniza.....	70
III-4.1.- Granulometría.....	70
III-4.2.- Análisis de componentes.....	71
III-5.- Unidad DFBC-IV: Depósitos de flujos piroclásticos de bloques y ceniza.....	73
III-5.2.- Granulometría.....	74
III-5.3.- Análisis de componentes.....	74

III-6.- Unidad DC-V: Depósito de caída aérea.....	79
III-6.1.- Granulometría.....	79
III-6.2.- Análisis de componentes.....	80
III-7.- Unidad DS-VI: Depósitos de oleada piroclástica (<i>surge</i>).....	83
III-7.1.- Granulometría.....	83
III-7.2.- Análisis de componentes.....	84
III-8.- Unidad DFBC-VII: Depósito de flujos piroclásticos de bloques y ceniza.....	84
III-8.1.- Granulometría.....	85
III-8.2.- Análisis de componentes.....	86
III-9.- Unidad DCA-VIII: Depósitos de caída aérea.....	92
Bloques de trayectoria balística.....	97
III-9.1.- Granulometría.....	99
III-9.2.- Análisis de componentes.....	100
III-10.- Unidad DS-IX: Depósitos de oleada piroclástica (<i>surge</i>).....	104
III-10.1 Granulometría.....	104
III-10.2.- Análisis de componentes.....	105
III-11.- Unidad DFCE-X: depósitos de flujos piroclásticos.....	108
III-12.- Unidad DFCE-X': depósitos de flujos piroclásticos.....	109
III-12.1.- Granulometría de la unidad X y X'.....	109
III-12.2.- Unidad X y X': Análisis de componentes.....	110
III-13.- Cronología de la erupción de 1913, estratigrafía acumulativa y correlación de los depósitos en las diferentes barrancas.....	114
III-13.2.- Estratigrafía acumulativa y correlación de los depósitos en las diferentes barrancas...	121
Capítulo IV.- Discusión e interpretación.	
IV-1.- Dinámica eruptiva.....	125
IV-1.1.- Fase eruptiva I: Explosiones iniciales en la cima del volcán a conducto cerrado en la cima (fase <i>freática</i>).....	129
Dinámica de los flujos piroclásticos.....	129
IV-1.2.- Fase eruptiva II: Explosiones violentas que ocasionaron el destape del conducto (fase <i>vulcaniana</i>).....	134
Dinámica de los flujos piroclásticos.....	135
IV-1.3.- Fase eruptiva III: Explosiones paroxísmicas con el conducto parcial o totalmente abierto (fase <i>Plinianina-subpliniana</i>).....	140
Dinámica de los flujos piroclásticos de la fase eruptiva III.....	144
Caída secundaria.....	147
Etapa final de la fase eruptiva III.....	147
IV-2.- Parámetros físicos de la erupción de 1913.....	150
IV-2.1.- Cálculo de Volumen de los depósitos de caída aérea.....	150
IV-2.2.- Cálculo de la altura de la columna eruptiva.....	152
Consideraciones teóricas.....	152
Aplicación del modelo.....	155
IV-2.3.- Coeficiente de Heim.....	157

IV-3.- Hipótesis sobre la explosividad de la erupción de 1913.....	157
Explosividad de la erupción de 1913.....	159
IV-4.- Diferencias y similitudes con otras erupciones del volcán de Colima.....	160
Capitulo VI.- Conclusiones.	
V-1.- Conclusiones del trabajo.....	163
Bibliografía.....	166
Anexo I	
Cálculo de Volumen.....	171
Anexo II	
Calculo de Volumen DRE.....	178
Anexo IV.	
Granulometría.....	180
Anexo V.	
Análisis de componentes.....	184

Lista de Figuras

	Pagina
I-1.- Tectónica regional.....	5
I-2.- Ubicación del sismo del 9 de octubre de 1995.....	7
I-3.- Tectónica del Bloque Jalisco y ubicación de la falla Tamazula	11
I-5.- Esquema de flujos de lavas históricas del volcán de Colima según Luhr y Carmichael.....	15
I-5.- Esquema de flujos de lavas históricas del volcán de Colima.....	27
III-1.- Columna de la estratigrafía acumulativa de la erupción de 1913 del Volcán de Colima.....	58
III-2.- Columna estratigráfica del punto VFC-95-3 y 3'.....	65
III-3.- Plano de localización de puntos muestreados.....	64
III-4.- Figura de la gráfica de desviación estándar contra mediana.....	69
III-5.- Figura de la gráfica de variación de componentes de la columna acumulativa.....	59
III-6.- Alcances de los depósitos de bloques y ceniza de la fase I.....	72
III-7.- Columna estratigráfica del punto VFC-96-37.....	88
III-9.- Columna estratigráfica del punto VFC-94-73.....	88
III-10.- Isopacas de los depósitos de caída de la unidad DCA-V de la erupción de 1913.....	82
III-11.- Columna estratigráfica del punto VFC-95-2'.....	88
III-12.- Correlación de columnas estratigráficas acumulativas de la erupción de 1913 para las barrancas de la parte S.....	60
III-13.- Columna estratigráfica del punto VFC-94-75.....	95
III-14.- Correlación de las columnas acumulativas de la erupción de 1913 para la parte S con las del Playón (parte N).....	61
III-15.- Alcances de las oleadas piroclásticas de la unidad DS-VI de la erupción de 1913.....	81
III-16.- Columna estratigráfica del punto VFC-94-74.....	95
III-17.- Columna estratigráfica del punto VFV-95-4.....	76
III-18.- Correlación de las columnas estratigráficas de la erupción de 1913 para los de puntos VFC-95-2', 95-95 y 95- 88.....	87
III-19.- Alcance de los depósitos de flujo piroclástico de bloques y ceniza unidad DFBC-VII de la erupción de 1913.....	88
III-20.- Columna estratigráfica del punto VFC-94-78.....	94
III-21.- Isopacas de los depósitos de caída de la unidad DCA-VIII de la erupción de 1913 para los primeros 50 km.....	95
III-22.- Isopacas distales de los depósito de caída de la unidad DCA-VIII de la erupción de 1913.....	96

III-23.- Alcances de impactos de trayectoria balística.....	98
III-24.- Valor de la media (diámetros de partículas) contra distancia al volcán. (sólo para los depósitos de la unidad DCA-VIII).....	103
III-25.- Alcances de las oleadas piroclásticas de la unidad DS-IX de la erupción de 1913.....	106
III-26.- Alcances de los depósitos de flujo piroclástico de ceniza, pómez y ceniza y escoria de la erupción de 1913.....	111
III-27.- Columnas estratigráficas de los puntos VFC-96-36, 96-37, 94-76, 94-74.....	75
III-28.- Correlación estratigráfica de la erupción de 1913 para los puntos VFC-95-84, 95-7, 95-4.....	91
III-29.- Columna estratigráfica del punto 94-73, 94-70.....	94
III-30.- Correlación estratigráfica de la erupción de 1913 para los puntos 96-13, 96-11 y 96-12.....	112
IV-1.- Reconstrucción esquemática de las diferentes fases eruptivas de la erupción de 1913....	128
IV-2.- Plano de isopletas para la unidad DCA-VIII de la erupción de 1913.....	154
IV-3.- Cálculo de la altura de la columna eruptiva de 1913 del Volcán de Colima	156
V-1.- Valores de Heim por fases eruptivas.....	166

Lista de tablas

	Página
Tabla III-1.- Datos granulométricos de las unidades estratigráficas que conforman la columna compuesta de la erupción de 1913.....	55
Tabla III-2.- Datos de los análisis de componentes de las unidades estratigráficas de la columna compuesta de la erupción de 1913.....	57
Tabla III-3.- Volumen de los depósitos de caída de la unidad DCA-V de la erupción de 1913.....	67
Tabla III-4.- Alcances de los flujos piroclásticos de bloques y ceniza de la unidad DCA-VII de la erupción de 1913.....	89
Tabla III-5.- Cronología de la erupción de 1913.....	115
Tabla III-6.- Datos de desviación estándar vs. mediana (diámetros de partículas) de 15 muestras de depósitos de caída de la unidad DCA-VIII de la erupción de 1913.....	101
Tabla III-7.- Resultados de los análisis de componentes de la unidad VIII de la erupción de 1913.....	102
Tabla III-8.- Volumen de los flujos piroclásticos de la unidad DFCP y E X y X' de la erupción de 1913.....	114
Tabla IV-1.- Fases eruptivas y unidades estratigráficas de la erupción de 1913.....	126
Tabla IV-2.- Coeficiente de Heim para los flujos piroclásticos de bloques y ceniza de la fase I de la erupción de 1913.....	133
Tabla IV-3.- Coeficiente de Heim para los flujos piroclásticos de bloques y ceniza de la fase II de la erupción de 1913.....	139
Tabla IV-4.- Coeficiente de Heim para los flujos piroclásticos de bloques y ceniza de la fase III de la erupción de 1913.....	143
Tabla IV-5.- Puntos donde se observó segregación de líticos en depósitos de la unidad DFCP y E de la erupción de 1913.....	146
Tabla IV-6.- Volumen de los depósitos de caída aérea de la unidad DCA-VIII para la erupción de 1913, usando el método de isopacas.....	151
Tabla IV-7.- Datos de volumen DRE, Intensidad y magnitud para la erupción de 1913.....	127

Lista de fotos.

	Página
I-1.- Erupción del "Volcancito" en 1869.....	16
I-2.- Erupción del "Volcancito" en 1872.....	16
I-3.- Explosión de 1903.....	19
I-4.- Explosión del 19 de enero de 1913.....	21
I-5.- Explosión del 20 de enero de 1913.....	22
I-5'.- Vista de los depósitos de los flujos piroclásticos en la barranca La Lumbre	23
I-6.- Vista del cráter en 1941.....	24
I-7.- Vista del interior del cráter en 1930-31.....	49
I-8.- Vista del cráter en 1941 y 1958.....	50
I-9.- Vista del cráter en 1951.....	25
I-10.- Vista del cráter en 1957.....	26
I-11.- Erupción de 1961.....	28
I-12.- Erupción de 1975-76.....	30
II-1.- Vista del cráter en 1994.....	51
III-1.- Vista de los depósitos de bloques y ceniza del punto VFC-95-3 y 3'.....	66
III-2.- Vista de los depósitos de bloques y ceniza del punto VFC-95-2'.....	77
III-3'.- Vista de la estratificación cruzada y lapilli acrecional de los depósitos del punto VFC- 95-1.....	107
III-3 Depósitos de ceniza y pómez de la unidad DFCEP-X.....	113
III-4.- Vista de los depósitos con escaso contenido de bloques en los puntos VFC- 95-4.....	78
III-5.- Contacto entre las unidades de bloques y ceniza DFCE VII y de pómez y ceniza de la unidad DFCEP X.....	90

Capítulo I
Generalidades

1.1.- Introducción.

El Volcán de Colima es el volcán más activo de México, pues en los últimos 400 años ha presentado más de 43 erupciones (Medina *et al.*, 1983; De la Cruz, 1993). Es por esta razón y por el número de habitantes (~200,000) que se encuentran asentados en un radio de 30 km., que a fines de la década pasada el gobierno del estado de Colima y la Universidad de Colima invirtieron considerables recursos económicos para la instalación de una red sismológica con el único propósito de monitorear la actividad del volcán, siendo el primer volcán en nuestro país en contar con una red sismológica para su monitoreo. Actualmente es El Volcán de Colima junto con el Popocatepetl los únicos que cuentan con un observatorio vulcanológico, encargado de monitorear y realizar los estudios encaminados a una mejor comprensión de los fenómenos eruptivos que estos volcán puedan presentar en el futuro.

Es precisamente dentro de este contexto donde se ubica el presente trabajo, pues no basta con poder predecir una erupción, lo cual sin duda es un gran avance desde el punto de vista científico y de prevención de desastres volcánicos. Sin embargo, es igualmente importante tener una idea clara sobre los alcances y áreas susceptibles a ser afectadas en erupciones futuras y de esta forma evaluar el posible impacto sobre la sociedad y medio ambiente, para ello la investigación de los fenómenos eruptivos del pasado juega un papel importante, pues sólo conociendo la historia eruptiva de los volcanes se tendrá la capacidad de reconstruir y modelar escenarios eruptivos, de esta forma será posible estimar el potencial destructivo e identificar áreas de bajo, mediano y alto riesgo.

La importancia del estudio de la erupción de 1913 radica en que este tipo de erupción es el más violento que de manera recurrente ha presentado el Volcán de Colima en los últimos 400 años (Medina *et al.*, 1983, Luhr y Carmichael, 1990; De la Cruz, 1993). Los eventos eruptivos que se desarrollaron entre 1818 y 1913 que culminaron con una erupción explosiva *pliniana o subplinina*, son semejantes a los que se han presentado desde 1913 hasta la fecha, por lo que es posible que a corto o mediano plazo se presente una nueva erupción explosiva similar a la de 1913.

No obstante que este tipo de erupción es una de las más violentas que pueda presentar el Volcán de Colima, hasta antes del presente trabajo poco se conocía sobre la misma. Los trabajos de Luhr y Carmichael (1981, 1982, 1990), Robin *et al.* (1987, 1990, 1991) y Rodríguez *et al.* (1991), sólo presentan datos petrológicos de los productos, sin detallar la estratigrafía de los depósitos de esta erupción. Por esta razón y por el riesgo que puede representar una erupción de este tipo para los habitantes de la región, era impostergable iniciar un estudio encaminado a detallar la estratigrafía, alcances y dinámica eruptiva de la erupción de 1913.

Objetivo:

El objetivo principal del presente estudio es reconstruir la erupción de 1913 para conocer la dinámica eruptiva desarrollada en este tipo de erupciones del Volcán de Colima.

Para cumplir con el objetivo central de este trabajo se deben cumplir con los siguientes objetivos secundarios.

Objetivos secundarios:

- a).- Recopilar información de fuentes escritas, fotográficas y de testigos de la erupción de 1913.**
- b).- Reconocer, describir y mapear los alcances de los diferentes productos derivados de la erupción de 1913.**
- c).- Proponer una hipótesis sobre los mecanismos eruptivos, describiendo en tiempo y espacio cada una de las diferentes etapas en las que se desarrolló la erupción de 1913.**
- d).- Elaborar el plano geológico de los productos de la erupción de 1913.**
- e).- Caracterizar la erupción de 1913 dentro de la historia eruptiva del Volcán de Colima, y realizar la comparación y contrastes de los fenómenos y productos de erupciones anteriores.**

I.2.- Localización, clima, vegetación e hidrografía.

Localización.

El Volcán de Colima está ubicado en la porción SW del Cinturón Volcánico Mexicano (CVM) en la parte central de la depresión morfológica conocida como Graben de Colima. Es la manifestación más joven de un pequeño complejo volcánico que corre de N a S, el cual está formado por los volcanes Cántaro, Nevado de Colima y Volcán de Colima. El Volcán de Colima tiene una altura aproximada de 3850 metros sobre el nivel del mar (msnm) y su cima se ubica geográficamente en las coordenadas 19°30' 45" de latitud Norte y 103°37' 55" de longitud Oeste (Fig. I-1).

Clima.

El Complejo Volcánico de Colima forma parte de la región montañosa situada en los estados de la parte S del estado de Jalisco, y en la porción N del estado de Colima. Esta región se caracteriza por presentar temperaturas templadas con ocasionales nevadas durante el invierno. Los vientos provienen por lo general del NE durante la temporada de lluvias, mientras que en otoño e invierno provienen del Océano Pacífico, es decir, del SW (Fig. I-2) siendo acompañados por fuertes temporales. La temperatura mínima media varía de 5 a 7 ° C y la máxima es de 24°C, con una precipitación media de 120 a 600 mm.

Vegetación.

La mayor parte de la vegetación se presenta hacia las laderas E y W del Complejo Volcánico de Colima con la siguiente distribución con respecto a la altura: la vegetación más exuberante se localiza entre los 2670 msnm a 3000 msnm en la parte N, donde se ubica un bosque húmedo de encinos y otros árboles. En las profundas barrancas hay un bosque casi puro de oyamel desde los 2840 msnm hasta 3840 msnm, mientras que la zona de pinos-encinos se encuentra alrededor de los 2830 msnm. Desde los 3400 msnm a 3670 msnm está rodeado por una zona de sabana de aile con árboles esparcidos de aile de hasta 20 m de altura y de 1.5 m de diámetro (McVaugh, 1952). La zona subalpina desde los 3670 msnm hasta los 4330 msnm está cubierta en parte por un bosque de pino apenas con suficiente densidad como para ser llamado bosque; después de esta altura desaparecen los pinos.

Figura I-1 A: Situación tectónica general de México y de la Faja Volcánica Trans-Mexicana. Volcanes: *EV* Evermann; *BA* Barroverde; *CP* Complejo volcánico Cerro Prieto; *CP* Cerro Prieto; *SQ* San Cuervo volcánico Quimán; *GI* Isla Guadalupe; *SLG* Isla San Luis Gonzaga; *COR* Isla Coronado; *TOR* Isla Tortuga; *RE* La Reforma; *TV* Tres Virgenes; *SLP* Complejo volcánico San Luis Potosí; *DU* Complejo volcánico Durango; *SJ* San Juan; *SA* San Sebastián; *TE* Tepic; *TT* Tepetitlán; *CE* Ceboarco; *TO* Tequila; *P* Primavera; *NCD* Nevado de Colima; *FCO* Fuego de Colima; *PA* Parícutin; *TA* Tancitaro; *JR* Jurullio; *LA* Los Azules; *TO* Nevado de Toluca; *AM* Amalco; *JO* Jocotitlán; *XI* Xilitla; *PO* Popocatepetl; *IX* Izacahuatl; *MA* Malinche; *DE* Derumbados; *CI* Citlaltépetl; *CU* Las Cumbres; *CPE* Cofre de Perote; *LH* Los Hornos; *SMT* San Martín Tuxtla; *CH* El Chichón; *TA* Tacaná; *Ciudad* Mis Misericordia; *SR* Santa Rosalita; *LC* Los Cabos; *Du* Durango; *SLP* San Luis Potosí; *Te* Tepic; *Go* Guadalupe; *Co* Colima; *Mia* Manzanillo; *Ve* Veracruz; *SAT* San Andrés Tuxtla; *VI* Villa Hermosa; *Tp* Tapachula. **Tectónica:** *EPR* Cordillera del Pacífico oriental; *THR* Cordillera de Tehuantepec; *MFZ* Fractura Matamoros; *RFZ* Fractura Rivera; *PF* Falla Polocchic; *ITF* Falla del Istmo de Tehuantepec; *TMI* Islas Tres Marias (Tomado de Komorowski et al., 1994; 1997, modificado después de DeMets y Stein, 1991; Siebe et al., 1993; Lange y Carmichael, 1991; Lühr et al., 1989; Medina et al., 1989; Burbach et al., 1984; Duffield et al., 1984; Rubin, 1982; Pardo y Suarez, 1995)

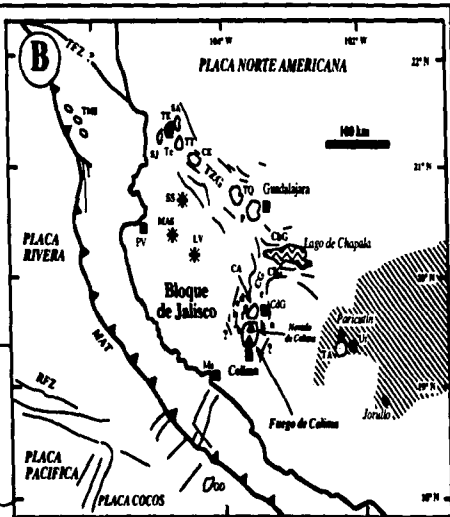
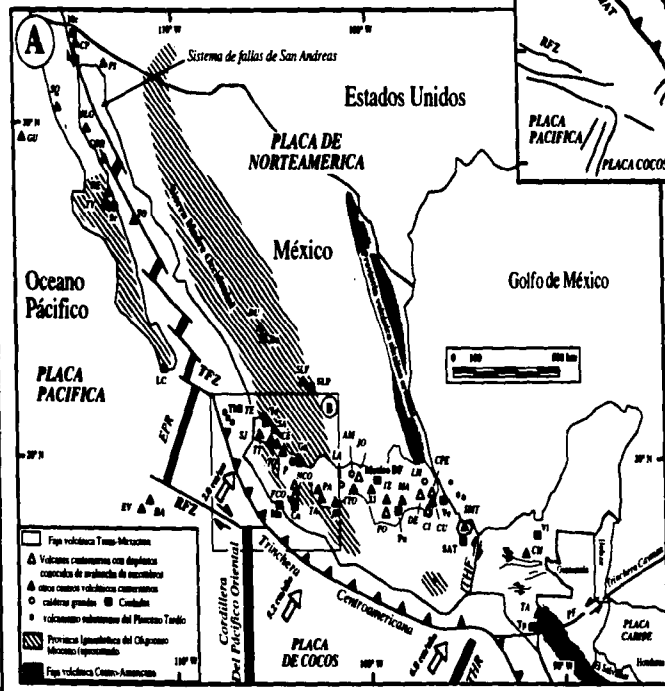


Figura I-1 B: Tectónica general del oeste de México. Centros volcánicos polivolcánicos: *SA* San Sebastián; *TE* Tepic caldera; *SJ* San Juan; *TT* Tepetitlán; *CE* Ceboarco; *TO* Tequila; *P* Primavera caldera; *TA* Tancitaro; *CA* Cárdeno; *GO* Centro volcánico submarino El Gordo; conos monovolcánicos de especie (ordenamiento): a Tezontla; b Apaxtepec; c Umaná; d Comal Grande; e Comal Chico; f Comal Sur; g Comal Norte; h Telescopiana; i Cuauhtémoc; j Loma Eriza; k San Isidro. Ciudades: *CdG* Ciudad Guzman; *Te* Tepic; *Mia* Manzanillo; *Ur* Uruapan. **Tectónica:** *EPR* Cordillera del Pacífico oriental; *RFZ* fractura Rivera; *MAT* Trinchera Centroamericana; *TZG* graben de Tepic-Zacoalco; *CIG* Citla graben; *CNG* Chapala graben; *CG* Colima graben; *TMI* Islas Tres Marias

* campos de conos de escoria lapilofrítica de *SS* San Sebastián; *MAS* Mascota; *LV* Los Volcanes.
 ■ Campo volcánico de Michoacán-Guanajuato incluyendo los conos de escoria de tipo calcálico Parícutín (1943) y Jurullio (1759).
 - lineamientos estructurales y fallas

(Modificado después de DeMets y Stein, 1991; Lange y Carmichael, 1991; Lühr et al., 1981; Bourgeois et al. 1988)

Fig. I-1 Tectónica regional (modificado de Komorowski et al., 1997)

Hidrografía.

El sistema de drenaje del Complejo Volcánico de Colima desemboca hacia el E, al Río Tuxpan o Coahuayana y al W hacia el Río Armería o Tuxcacuesco. Estos ríos forman valles angostos y de paredes escarpadas hasta desembocar en el Océano Pacífico (Fig. I-2).

El Río Tuxpan nace en la serranía de Las Bufas en el municipio de Mazamitla. Este río recibe este nombre al pasar por la población de Tuxpan, más al sur capta las aguas de los Ríos Ahijallo y Barrera para tomar el nombre de Río del Naranja hasta la confluencia del Río Salado, el cual recoge los escurrimientos del Complejo Volcánico de Colima en su vertiente S (Fig. I-2). Desde esta confluencia hasta su desembocadura en Boca de Apiza recibe el nombre de Río Coahuayana. Además, con el nombre de Río Naranja sirve de límite entre los Estados de Jalisco y Colima y con el nombre de Río Coahuayana sirve de límite entre los Estados de Colima y Michoacán. De los ríos que nacen dentro del Estado de Colima, el Salado es el más importante por su largo curso, el cual inicia en las faldas del Complejo Volcánico y posteriormente cruza los poblados de Cuauhtémoc, Colima e Ixtlahucán, uniéndose al Río Coahuayana en un punto conocido como Las Juntas (Fig. I-2).

Por el W el Río Tuxcacueco, que corre de N-S, nace en la vertiente oriental de la Sierra de Cacoma, Jal., pero es desde el poblado de Tolimán donde toma el nombre de Armería, continuando hacia el S para penetrar al Estado de Colima, pasando al W del Complejo Volcánico, cruzando así todo el estado hasta desembocar en el Océano Pacífico en Boca de los Pascuales, al SW de Tecomán (Fig. I-2).

Por su parte, los afluentes que concurren hacia el Río Armería desde la parte W del Complejo Volcánico de Colima son: río de La Lumbre que sirve de límite entre los Estados de Jalisco y Colima para después unirse al río de San Antonio, arroyo El Remate, arroyo del Borbollón y arroyo Miguelón, arroyo de Alse seca y el del Muerto y por último el río San Pedro, San Gabriel o Jiquilpan para después desembocar también en el Océano Pacífico.(Fig. I-2).

Existen varios manantiales sobre todo en el flanco S del volcán como son: Cardona, La Joya, El Durazno, La Lumbre, Santa Cruz, Monte Grande, El Muerto y Causenta.

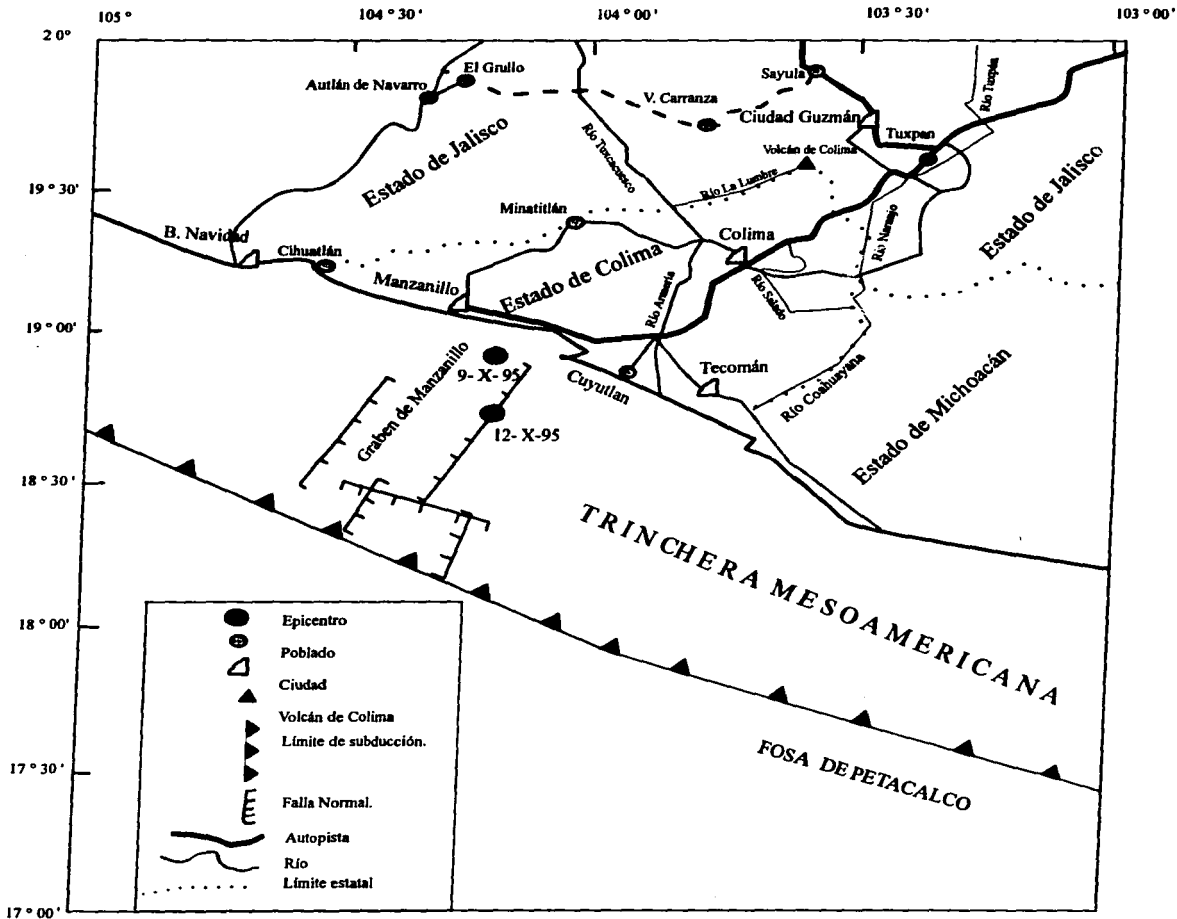


Fig. I - 2. Localización de los epicentros de los sismos del 9 y 12 de octubre de 1995.

1.3.- Marco tectónico regional:

El Cinturón Volcánico Mexicano (CVM) ocupa la parte central del territorio mexicano, desde los estados de Nayarit y Colima hasta el Estado de Veracruz. Su origen está asociado a la subducción, hacia el NE, de las placas de Cocos y Rivera por debajo de la placa de Norteamérica. Dentro de esta franja se ubican la mayoría de los volcanes activos del país como lo son: el Volcán San Martín, Pico de Orizaba, Popocatepetl (actualmente en actividad), La Malinche, Jocotitlán, Nevado de Toluca, Sangangüey (última actividad en 1859; De la Cruz *et al.*, 1994), Ceboruco y Colima, incluyendo los campos monogenéticos de Michoacán y Chichinautzin (Fig.1-1).

El vulcanismo Cuaternario en la porción W del CVM está relacionado a dos ambientes tectónicos presentes en esta región: a).- La subducción de la Placa de Rivera bajo la Placa de Norte América y b).- El desarrollo de tres zonas de "rift" (Allan *et al.*, 1986, Fig. I-1). Asociada a estos dos ambientes tectónicos se encuentra la sobreposición del vulcanismo perteneciente a las series magmáticas alcalina y calcoalcalina en esta región (Luhr y Carmichael 1990; Macías *et al.*, 1993; Allan *et al.*, 1986). A continuación se describen de manera general los aspectos más relevantes de estos dos ambientes tectónicos.

Ambiente tectónico de subducción.

Hasta 1970 se pensaba que la placa de Cocos era la única placa causante de la subducción por debajo de la placa de Norte América en la región de Jalisco-Colima. Sin embargo, Atwater (1970) fue la primera persona en proponer la existencia de una placa pequeña en esta región la cual denominó de Rivera.

El inicio de la subducción de esta placa de Rivera por debajo de la placa de Norte América, se remonta al Mioceno Tardío (9 Ma) según (Klitgord y Mammerickx, 1982). En un principio se pensó que la Placa de Rivera estaba acoplada con la Placa de Norteamérica y por lo tanto estas se deslizaban a la misma velocidad (Larson, 1972). Pero más tarde (DeMets y Stein, 1990; Minster y Jordan, 1979; Eissler y McNally, 1984) propusieron que la Placa de Rivera era cinéticamente independiente, observándose que existía una diferencia en la razón de su velocidad de 8 a 10 mm/año entre las placas Rivera-Pacífico, justo al S de la falla transformante Tamayo y 58 mm/año en el límite Pacífico-Norteamérica. De igual forma se detectaron diferencias en las velocidades de subducción de 2 mm/año para la placa de Rivera y de 6 mm/año para la placa de Cocos (DeMets *et al.*, 1990). Desde un punto de vista sísmico, la subducción de la placa de Rivera se ha manifestado únicamente en 7 ocasiones con sismos ($M_s > 7.0$) desde 1837 incluyendo el de 1932 (Eissler y McNally, 1984; Singh *et al.*, 1985) y el del 9 de octubre de 1995. Sin embargo, esta región se ha caracterizado por presentar la mayoría de los sismos de gran magnitud en la historia de México, hecho que, contradice la idea planteada por Nixon (1982) en el sentido de que la

subducción de la Placa de Rivera era asísmica. Sin embargo los resultados obtenidos en esta zona por Pardo y Suárez (1993), indican que la subducción de la Placa de Rivera se lleva a cabo con una inclinación de 50° hasta una profundidad de 40 km. lo que genera la sismicidad de la región.

Ambiente tectónico de rift.

Los resultados de los trabajos de Luhr *et al.*, (1981, 1990), Nixon, (1989) y Garduño y Tibaldi, (1991) han demostrado las evidencias necesarias sobre la existencia de una unión triple en esta región representada por las depresiones de Chápala, Tepic-Zacoalco y Colima. A este ambiente tectónico se asocia la generación de magmas de la serie alcalina rica en potasio. Estos magmas se sobreponen tanto temporal como espacialmente con magmas de la serie calcoalcalina relacionados a la subducción de la Placa de Rivera, por lo menos desde los últimos 4.6 Ma (Allan, *et al.*, 1986). Las tres estructuras de graben confluyen en un punto situado aproximadamente a 50 km. al S-SW de la Ciudad de Guadalajara y guardan un ángulo de 100° y 145° con respecto al Graben de Colima (Fig. I-1 Allan *et al.*, 1986). A partir de este punto, el Graben de Chapala corre alrededor de 110 km. hacia el este, el Graben Tepic-Zacoalco se extiende a más de 200 km. al noroeste hasta las costas del Océano Pacífico, y hacia el sur el Graben de Colima se extienden hasta el Complejo Volcánico de Colima cerca de Ciudad Guzmán. La extensión de este último ha sido muy discutida dado que Bandy *et al.* (1995) proponen su extensión hasta la costa del Pacífico mientras que Serpa *et al.* (1992), Garduño *et al.* (1996) y Mena *et al.* (1996) discuten la existencia del graben hacia el sur del Volcán de Colima (Fig. I-1).

Luhr *et al.* (1985) y Allan *et al.* (1986) se refieren a la unión triple (Chapala, Zacoalco-Tepic y Colima) como la manifestación inicial de un proceso de rompimiento y desplazamiento de la dorsal del Pacífico hacia el E donde esta se ubica en la actualidad. De acuerdo con esta teoría la porción continental conocida como Bloque Jalisco pasaría a formar parte de la Placa del Pacífico, de forma análoga como ocurriera con Baja California hace ~10 Ma (Zanchi, 1994). El salto de la dorsal del Pacífico hacia el E no es único en esta región, pues además del antecedente de Baja California, se sabe que la zona de fracturas Siqueiros salto hacia el E hace 10 ó 12 Ma y la dorsal de Clipperton hace 8 ó 9 Ma. El salto más reciente inició hace 6.5 Ma y concluyó hacia 3.5 Ma con el abandono de la dorsal Matemáticos (Klitgord y Mammerickx, 1982; Mammerickx y Klitgord, 1982).

Límite entre las placas de Rivera y Cocos.

El límite entre las placas de Rivera y Cocos hasta el momento no ha podido ser bien definido; sin embargo, podría coincidir con una zona sísmicamente difusa ubicada entre la dorsal del Pacífico y la trinchera Mesoamericana propuesta por Eissler *et al.* (1984). Esta zona además coincide con la ubicación

de la mayoría de los grandes sismos ($M_s > 7.0$) que se han presentado en la región y en México desde 1837 (1932 de magnitud $M= 8.2$ y 7.8 , 1973 de magnitud $M= 7.5$; Eissler *et al.*, 1984; Pardo y Suárez, 1995). EL sismo más reciente ocurrido el 9 de octubre de 1995 de magnitud $M= 7.6$ (Reyes *et al.*, 1995), tuvo su epicentro frente a las costas de Manzanillo (Fig. I-3) y cuyas réplicas fueron migrando hacia el NW ubicándose frente a las costas de Barra de Navidad donde Eissler *et al.* (1984) marcan como el límite entre las placas de Rivera y Cocos. Sin embargo, este límite entre las placas de Rivera y Cocos no ha podido ser confirmado, pues no existen rasgos batimétricos que puedan asociarse a una frontera entre placas (Pardo y Suárez, 1995).

En este mismo sentido, Garduño y Tibaldi (1991) reportan una estructura de carácter regional a la que denominan falla Tamazula (Fig. I-1), la cual tiene un rumbo NE-SW y una longitud de 160 km. de largo que corta al Graben de Colima y al Complejo Volcánico de Colima casi en su parte central. La falla Tamazula se extiende hasta la costa del Pacífico, donde se observó como un corredor de fracturas NE-SW que al parecer son responsables de la formación de la Bahía de Manzanillo y del cambio de dirección de todos los ríos que llegan a ella (Garduño y Tibaldi, 1991; Garduño *et al.*, 1996).

Recientemente y como resultado de la medición (en áreas rurales y urbanas de Colima y Jalisco) de los rumbos de las fracturas derivadas del sismo del 9 de octubre de 1995, se sabe que las fracturas presentaron dos direcciones preferenciales N-S y NE-SW, por lo que Garduño *et al.* (1996) consideran que la falla Tamazula es una estructura activa de carácter regional que podría ser considerada como el límite sur-oriental del Bloque Jalisco y por tanto correspondería a la extensión continental del límite entre las placas de Rivera y Cocos.

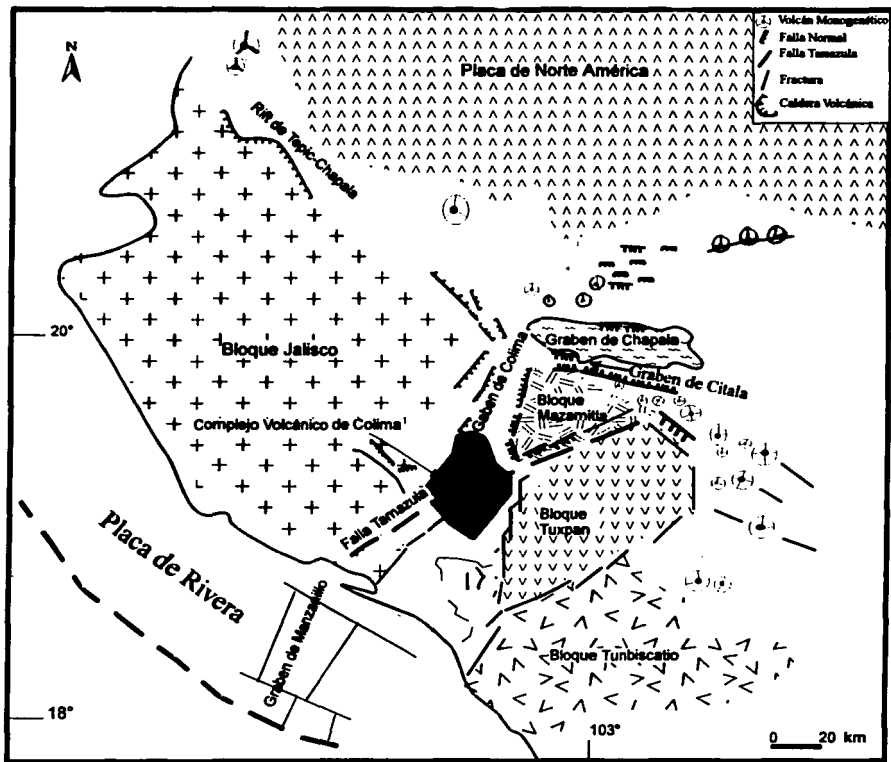


Figura I-3. Trazo de la Faja Tamazula y ubicación de las zonas de rift, modificada de Garduño y Tibaldi (1991)

1.4 Trabajos Previos.

En esta sección sólo se mencionarán los trabajos realizados a partir de 1960. Esta etapa reciente de las investigaciones sobre el Volcán de Colima, se inició con los trabajos de Mooser y Reyes (1961) quienes describen el inicio de la actividad de 1961-1962. Además, presentan información sobre un aumento en la actividad fumarólica en 1957, un resumen de la historia eruptiva y una descripción morfológica del Volcán de Colima y Nevado. Thorpe *et al.* (1977) describen los flujos piroclásticos y la posterior lengua de lava en bloques que cubrieron parcialmente los flancos NE y SE durante la erupción de 1975-76. Luhr y Carmichael (1980, 1981, 1982, 1988) realizaron una serie de trabajos sobre la geología y evolución petrológica del Complejo Volcánico de Colima y del volcanismo de la parte W del rift de Tepic. Además, proponen un modelo que explica el comportamiento volcánico del Colima en ciclos eruptivos y publican algunos fechamientos de ^{14}C . Medina *et al.* (1983) realizan los primeros trabajos de recopilación sobre la historia eruptiva del volcán durante los últimos 450 años, así como trabajos de gravimetría, magnetometría y análisis estadísticos sobre la recurrencia eruptiva en este mismo periodo. Velasco (1984) publicó en Colima una recopilación de efemérides del Volcán de Colima. Luhr y Prestegard (1988) realizaron los primeros trabajos en Colima sobre depósitos de avalancha. Del Pozzo *et al.* (1987, 1988, 1990 y 1995) publicaron trabajos sobre los depósitos de flujos piroclásticos, avalanchas y lahares del Volcán de Colima, además en 1995 publican el primer plano de peligros volcánicos para el Volcán de Colima. Stoope (1991), Stoope y Sheridan (1992) realizan importantes trabajos sobre la distribución y características de los depósitos de avalancha del Complejo Volcánicos de Colima. Robin *et al.* (1984, 1987, 1990 y 1991) realizaron trabajos de petrología y estratigrafía de los productos del Complejo Volcánico de Colima e igual que Luhr y Carmichael (1990), propusieron que la actividad eruptiva del Volcán de Colima presenta un comportamiento eruptivo cíclico, reportaron algunas fechamientos. Rodríguez (1992; 1995), describió la geología regional del Complejo Volcánico de Colima a semidetalle. Rodríguez *et al.* (1991) describen los depósitos de los flujos piroclásticos de la erupción de 1991. De la Cruz (1993) analiza la recurrencia de erupciones explosivas aplicando un método estadístico y clasifica 43 erupciones de los últimos 400 años, de acuerdo a su grado de explosividad. Concluye que con los datos disponibles no es posible calcular con precisión un intervalo de recurrencia para las erupciones explosivas del Volcán de Colima.

Komorowski *et al.* (1991); Komorowski *et al.* (1993), Komorowski *et al.* (1994); Komorowski *et al.* (1995) y Komorowski *et al.* (1996), se han enfocado en general al estudio de los depósitos de avalancha, lahares y flujos piroclásticos. Sheridan y Macías (1994) realizaron un trabajo probabilístico para cuantificar el riesgo volcánico derivado de flujos piroclásticos para la región S del Volcán de Colima. Macías *et al.* (1993) realizaron un trabajo sobre elementos volátiles en las rocas del Complejo Volcánico

de Colima y concluye que en la región existen tres tipos de magmas: alcalinos, calcoalcalinos y calcoalcalinos ricos en potasio. Connor *et al.* (1991, 1993) se enfocaron al monitoreo de temperaturas de la fumarola. Lermo *et al.* (1993) caracterizaron los sismos presentes antes de la erupción de 1991. Núñez *et al.* (1994) describieron la sismicidad asociada a los cambios en la actividad del Volcán de Colima durante 1991. Jiménez *et al.* (1995) analizan las características de la crisis sísmica de 1994 que culminó con la explosión de domo de 1994. Medina *et al.* (1996) realizaron un trabajo gravimétrico en el Graben de Colima, y definen un cuerpo de 2 por 5 km. a 1.5 km. de profundidad bajo los volcanes de Nevado y Colima que pudiera corresponder a la cámara magmática. Además, señalan que la continuación del Graben de Colima hacia el S no es clara.

Actualmente el personal de la Universidad de Colima está trabajando sobre el plano geológico de los volcanes Nevado de Colima y Colima, así como en un plano actualizado de peligros volcánicos (A. Cortés, C. Navarro, R. Saucedo y J.C. Gavilanes en colaboración con los Drs. Komorowski, del Institut de Physique du Globe de Paris y Garduño de la Universidad de Michoacán).

1.5 Historia eruptiva del Volcán de Colima.

Debido a que la información entre 1576 y 1800 es poco precisa, se detallará más sobre la actividad eruptiva registrada durante el siglo pasado, pues es más abundante y proporciona una mejor visión sobre el comportamiento eruptivo del Volcán de Colima:

En el año de 1576 se registró una erupción que causó notables estragos (Bárcena, 1887), en 1590 sólo se menciona que se observó una extraordinaria lluvia de ceniza (Waitz, 1935). Tello (1650) padre franciscano, menciona en su “Crónica Miscelánea y Conquista Espiritual y Temporal de la Santa Provincia de Xalisco, en el Nuevo Reino de la Galicia y Nueva Vizcaya y Descubrimiento del Nuevo México” que el 13 de diciembre de 1606 ocurrió una fuerte explosión y expulsión de ceniza a tal grado que oscureció el cielo por mucho tiempo, como si fuera de noche, llegando la ceniza hasta Michoacán (Arreola 1915, “Catálogo de erupciones antiguas del Volcán de Colima”).

El 15 de abril de 1611 se desarrolló una erupción que produjo una gran lluvia de ceniza a cuarenta leguas de distancia del volcán (Bárcena, 1887). En 1690 se reportó una erupción comparable a la de 1913 (Lühr y Carmichael, 1990). En 1771 se hace referencia a una lluvia de ceniza que duró tres días en Guadalajara y se asoció con una posible erupción del Volcán de Colima (Bárcena, 1887).

Una de las erupciones más explosivas que ha presentado el Volcán de Colima se inició el 15 de febrero de 1818 (Sartorius, 1871). Sobre esta misma erupción, Bárcena (1887) señala que el volcán arrojó a la atmósfera escoria y ceniza, la cual cayó en ciudades como Guadalajara, Zacatecas, Guanajuato, San Luis Potosí y Ciudad de México (Arreola, 1915). En Zapotlán (hoy Ciudad Guzmán), fue necesario barrer

con escobas las cenizas de los techos de las casas. Habitantes de poblados más cercanos al volcán como San Marcos (ubicado a 14 km. al SE del volcán) aseguraron que corría lava hacia la barranca del Muerto, destruyendo el bosque y ganado que encontraba a su paso.

Algunos informes que describen la morfología de la cima del volcán antes de la erupción de 1818 señalan que el cráter estaba ocupado por un domo, el cual fue destruido durante esta erupción, quedando en su lugar un cráter abierto en forma de embudo con profundidades máxima y mínima de 230 m y 50 m, con un diámetro mayor de 500 m con rumbo NE-SW 55° y uno menor de 450 m de rumbo NW-SE (Montserrat y Dolfus, 1867).

Después de 1818 la actividad efusiva más importante fue la que dio origen al domo adventicio conocido como "Volcancito" que está ubicado sobre la ladera NE del cono principal. Este domo tiene una altura de 3500 msnm y la actividad que lo formó inició el 12 de junio de 1869 y terminó en 1872 (Sartorius, 1869; Bárcena, 1886, Foto I-1 y 2).

La última actividad relacionada al aparato adventicio "Volcancito" se inició el 26 de febrero de 1872 y terminó en agosto de ese mismo año. Esta actividad se caracterizó por presentar varias explosiones (26 de febrero, 19, 27 y 28 de marzo, 10 de abril y 13 de agosto) que provocaron sismos que se sintieron en los lugares más cercanos al volcán. Además, se desarrollaron grandes columnas de ceniza y se registró caída de ceniza en San Marcos y San Gabriel (hoy Venustino Carranza; Bárcena, 1887, Foto I-2).

En el trabajo publicado por Luhr y Carmichael (1990) muestran un dibujo esquemático (Fig. I-4) donde se marcó un flujo de lava de 1872 que sale del cráter principal y se depositó sobre el flanco NW del volcán. Sin embargo, esto no se ajusta a la descripción hecha por Bárcena en 1887, ya que éste menciona que la actividad de 1872 se desarrolló en el aparato adventicio "Volcancito" y no hace referencia a la formación de un flujo de lava que bajó del cráter principal.

Kerber (1882) reportó una erupción que según descripción de los observadores corresponde a la formación de un flujo de lava en bloques (1880) ubicado sobre el costado SW, entre las barrancas Cordobán W y E (Claus Siebe, comunicación personal).

A partir del 26 de diciembre de 1885 se inició una nueva etapa de actividad que continuó hasta finales de 1886 (Bárcena, 1887). Esta consistió en la caída de bloques incandescentes sobre el flanco SW, mismos que a su paso levantaban grandes nubes de polvo, para terminar acumulándose hacia la base W-SW. Durante este mismo periodo se reportó caída de ceniza sobre la Ciudad de Colima (esta actividad se relaciona con la formación de una nueva lengua de lava).

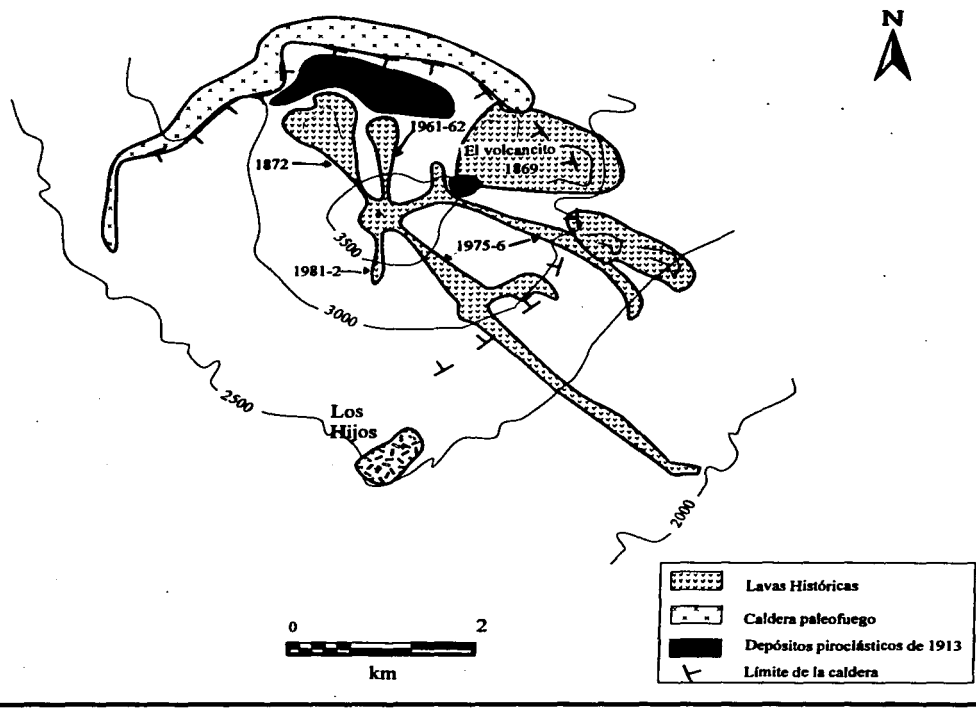


Fig. 1- 4. Ubicación de flujos de lava históricos del Volcán de Colima, según Luhr y Carmichael (1990).



Erupción de 1869, nacimiento del volcancito (cortesía del Sr. Velasco Murguía, 1995)

FotoI-1



Erupción de 1872, última actividad del volcancito que inició en 1869.
(Archivo de Colima, Alicia Cuevas, 1995).

La etapa comprendida entre los años de 1893 a 1903 es especialmente importante desde el punto de vista del estudio del volcán de Colima, ya que tanto el padre Arreola en Colima como su colega Castellanos en Zapotlán, Jal. (hoy Ciudad Guzmán) instalaron observatorios para vigilarlo (Arreola, 1903).

De los datos que corresponden a este periodo destaca la información publicada por el padre Arreola en 1915 en su "*Catálogo de erupciones antiguas del Volcán de Colima*". En este catálogo se hace referencia a un "fuerte trueno" ocurrido el 16 de febrero de 1890 y que según señala produjo caída de ceniza en Zapotlán, Jal. Silao, Gto. y en la Ciudad de Guanajuato. A esta misma erupción De la Cruz (1993) le asigna un nivel de explosividad igual al de la erupción de 1913.

De 1891 a 1892 se desarrolló una nueva actividad eruptiva que se caracterizó por una abundante caída de ceniza hacia el SW del volcán. El 6 de mayo de 1892 la ceniza cayó en la Ciudad de Colima (Arreola, 1915; Starr, 1894).

Del 15 de febrero al 31 de marzo de 1903 se reportó una etapa de intensa actividad en el volcán que produjo caída de ceniza sobre Ciudad Guzmán por lo menos en tres ocasiones (formando una capa de hasta 1 mm de espesor en una de éstas), así como en Tuxpan, Tecalitlán y en una ocasión hasta en la Ciudad de Guadalajara. Además, produjo pequeñas avalanchas de rocas sobre el costado E del volcán que tuvieron alcances de 4 a 5 km., así como una cantidad considerable de explosiones que derivó en la formación de un cráter de forma ovalada con un diámetro máximo de 50 m y un diámetro mínimo de 30 m.

No se menciona la formación de un nuevo flujo de lava asociado a esta actividad (Arreola, 1915; Waitz, 1932; Foto. I-3).

El 18 de diciembre de 1908 ocurrió una explosión que causó caída de ceniza hacia la parte W del volcán (Río Armería) y produjo pequeñas avalanchas y ruidos subterráneos. El 8 de febrero de 1909 continuó la actividad con explosiones y formación de pequeñas avalanchas de rocas. Además, fueron lanzados a la atmósfera bloques de hasta 0.5 m de diámetro con trayectoria balística, alcanzando distancias entre 2 y 3 km. del volcán. Estos bloques al caer todavía estaban calientes, por lo que además de formar pequeños cráteres con diámetros de entre 0.5 y 2 m, incendiaban la vegetación, lo que provocó numerosos incendios en las faldas sur del Nevado de Colima y norte del Volcán de Colima (Arreola, 1915). A causa de las explosiones vibraban las ventanas de las viviendas más cercanas al volcán. Esta etapa eruptiva terminó los primeros días de marzo de 1909, sin que se haya podido comprobar la emisión de material juvenil (Waitz, 1932).



Explosión ocurrida en 1903, en el Volcán de Colima. (foto cortesía del Sr. Velasco Murguía 1995)

Foto 1-3

La erupción de 1913 se inició el 18 ó 19 de enero de 1913 con una serie de explosiones que generaron densas nubes de vapor y arena que ascendían desde la cima del volcán hasta grandes alturas, para después inclinarse por la acción de los vientos hacia el NE (Fotos I-4 y 5, testigos Cap. II).

Posteriormente, el 20 de enero se formó una columna eruptiva que provocó una caída de ceniza en la parte central y NE del país. En Zapotlán, Jal. cayó suficiente ceniza para formar una capa de 10 a 15 cm de espesor, mientras que en Guadalajara esta capa alcanzó 0.5 mm (Waitz, 1915). También se reportó caída de ceniza en la Ciudad de Saltillo, Coah. Waitz, (1915) estimó un volumen de 5 a 10 km³ para el material de caída. Durante la erupción también se produjeron flujos piroclásticos, que se encauzaron por las barrancas que drenan el sur del volcán. Los flujos alcanzaron distancias de hasta 15 km. del cráter y formando depósitos con espesores de hasta 40 m (Foto I-15'). Waitz (1915) estimó un volumen de 0.05 a 0.1 km³ para estos depósitos.

La morfología de la cima del volcán cambió drásticamente durante la erupción de 1913, se formó un cráter de aproximadamente 400 m de diámetro y una profundidad incierta (en 1931, era de 100 a 50 m según reportó Zehle en Waitz, 1932). Además, el edificio había perdido al menos 100 m de altura y el contorno del cráter se presentaba muy irregular, formado por picos (Waitz, 1915; Arreola 1913, Foto. I-6).

Después de un largo periodo de quietud se presentó una nueva erupción en los años 1961-1962. Un domo de lava en bloques que desde años atrás se sabía estaba creciendo a una velocidad de 20 cm por día (Mooser, 1961) desbordó las paredes del cráter, formando una lengua de lava en bloques que fluyó sobre el costado N del volcán y llegó hasta la base del volcán en El Playón (Fig. I-5, Fotos I-1, 2, 9 y 11).

Es probable que después de la actividad de 1962 se haya formado una pequeña lengua de lava en bloques hacia el NW del Volcán en 1965. Algunos excursionistas afirman lo anterior y señalan que en éste año observaron bloques que rodaban sobre la pendiente NW del volcán. Estos bloques al entrar en contacto con el aire "explotaban", dejando ver su incandescencia (Velasco, 1984).

Del Pozzo (1995) reportó una pequeña caída de ceniza en 1967 y un flujo de lava en 1957. Sin embargo, en la Foto. I-10 se observa que en 1957 el tapón de lava todavía no llegaba al límite superior del cráter. Por esta razón es poco probable que la actividad de 1957 haya formado un flujo de lava.

La actividad de 1957 inicia el 14 de mayo y es reportada por Mooser y Reyes (1961) quienes mencionan sólo un aumento en la actividad solfatárica.



Foto tomada el 19 de enero de 1913 desde el SW donde se observaba en la esquina inferior izquierda el Rancho San Antonio y una explosión en el Volcán de Colima.
(Archivo de Colima, Alicia Cuevas, 1995)



Explosión ocurrida el 20 ó 24 de enero en la cima del Volcán de Colima durante la erupción de 1913.
(tomada del Archivo de Colima, Alicia Cuevas, 1995)



Depósitos de flujos piroclásticos de la erupción de 1913, Barranca La Lumbre
(tomada de Waitz, 1920)

Foto I-5'



Vista del cráter del Volcán de Colima en 1941. (Archivo de Colima, Alicia Cuevas, 1995)

Foto I-6

queces y especialmente por las tormentas que in-
terfieren a partir de noviembre de 1975...



.. Las distancias de los volcanos en linea-
recta de la Cd. de Colima son: 55 kms.-
al de fuego y 42 al de nieve, de cono
a cono hay 8 kms. sus alturas:
3,900 al primero y 4,554 al segundo.

ANTES DE INVESTIGAR SU ACTIVI-
DAD EN 1951 SE PODIA APRE-
CIAR EN EL BORDE DEL CRATER LA
EXISTENCIA DE UNO A MANERA DE
CERRILLOS REPLICADOS.



Cráter del Volcán de Colima en 1951. (Archivo de Colima, cortecía de Alicia Cuevas 1995)

Foto:1-9



Vista del cráter del Volcán de Colima en 1957. (tomada de Velasco Murguía, 1984)

Foto I-10

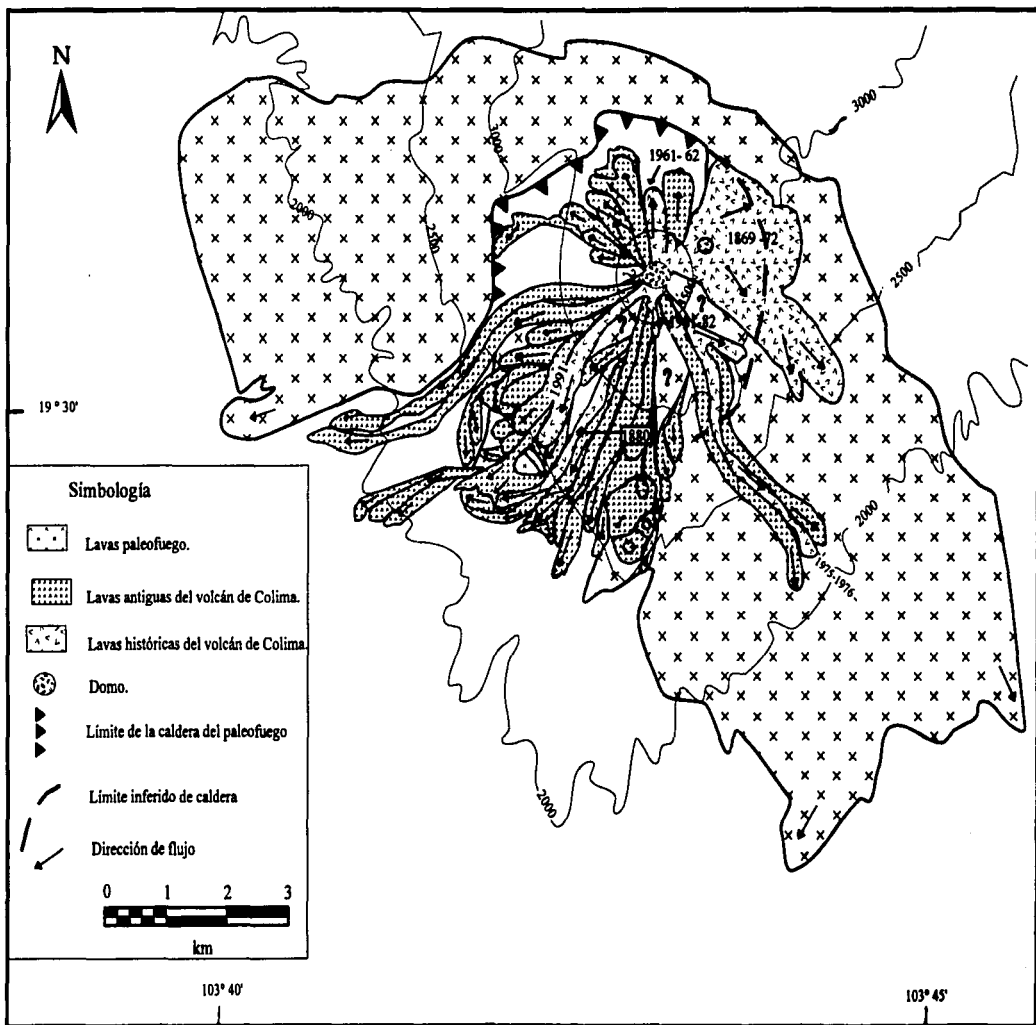
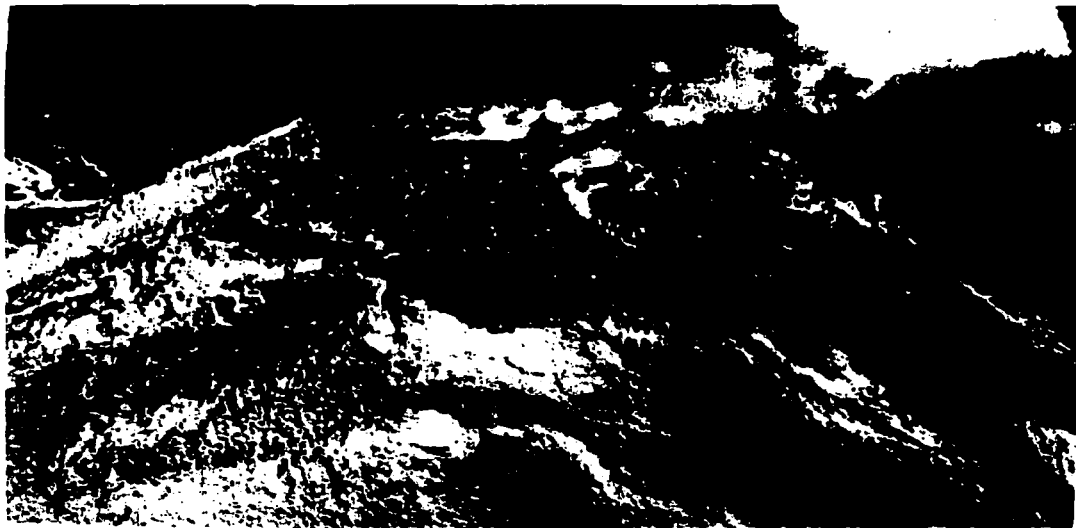


Fig. I-5 Flujos de lava antiguos e históricos del Volcán de Colima.



Vista del cráter del Volcán de Colima en 1961 (Velasco Murguía, 1984)

Foto I-11

En 1975-1976 se originó la actividad efusiva más importante de este siglo en el Volcán de Colima. Esta actividad consistió en la formación de varios flujos de lava en bloques acompañadas por pequeños flujos piroclásticos de bloques y ceniza. Los flujos de lava descendieron desde la cima del volcán sobre el costado E-SE del edificio volcánico, llegando casi hasta los 2000 msnm, con un alcance de 4.5 km. ((Thorpe *et al.*, 1977; Fig. I-5 y Fotos I-12).

En 1982 se produce una nueva lengua de lava en bloques, pero esta vez hacia el sur. El flujo de lava alcanzó una longitud de casi 1 km. y llegó a la cota de los 3200 msnm. Esta actividad fue acompañada por la formación de pequeños flujos de bloques y ceniza (Luhr y Carmichael 1990).

En 1987 se reportó una explosión freática que produjo un cráter en el borde E de la cima del volcán (Flores, Bulletin of volcanic eruptions, 1987)

La última erupción magmática se inició en febrero de 1991 con la extrusión de un domo en la parte SW de la cima del volcán, el cual se convirtió en un flujo de lava que inició su descenso por el costado SW del edificio volcánico el 16 de abril de 1991, alcanzando una longitud de 2.5 km. Esta actividad estuvo acompañada por flujos piroclásticos de bloques y ceniza que tuvieron un alcance máximo de 4 km. y se encauzaron por la Barranca Cordobán (Rodríguez *et al.*, 1991; Komorowski *et al.*, 1991).

Por último, el 21 de julio de 1994 ocurrió una explosión en la cima del volcán que destruyó parcialmente el domo formado en 1991. En su lugar quedó un cráter de 135 m de diámetro por 40 m de profundidad. La explosión produjo una ligera caída de ceniza que alcanzó los 15 km. hacia el W del volcán y la emisión de proyectiles balísticos formó cráteres de impacto en un radio de 2 km.. Además, se formaron pequeñas flujos piroclásticos de bloques y ceniza de volumen pequeño (500, 000 m³) que alcanzaron una distancia de casi 4 km. por la Barranca Cordobán. (Navarro *et al* 1994; Cortés *et al.*, 1995, Saucedo *et al.*, 1995, Gavilanes *et al.*, 1996).

EN 1951 EL TAPPA LLENÓ EL
CRATER Y COMENZÓ A DERRAMAR
MUCHAS MÁS LAS GRANES
BLANCAS ORIGINANDO LIBEROS
GIGANTES Y RUIDOS SUBTERRANEO.



EN DICHIAS DE ESTE ARCADE PUEDE A CANTIDAD DE
MUCHAS GRANES LAS GRANES Y LIBEROS Y
LIBEROS GRANES Y RUIDOS SUBTERRANEO
COMENZÓ LOS MOVIMIENTOS SUBTERRANEO.

EN 1975-76 LA GRANES Y LIBEROS
COMENZÓ A DERRAMAR MUCHAS MÁS
LAS GRANES Y LIBEROS Y RUIDOS
SUBTERRANEO. EN 1975-76 LA GRANES
Y LIBEROS COMENZÓ A DERRAMAR
MUCHAS MÁS LAS GRANES Y LIBEROS
Y RUIDOS SUBTERRANEO.



Las dos fotos inferiores corresponden a la erupción de 1975-76 (tomada del Archivo de Colima, Alicia Cuevas, 1995)

Foto I-12

I.6.- Petrología del Volcán de Colima y posible comportamiento cíclico.

Sin duda, las hipótesis más interesantes sobre el comportamiento eruptivo del volcán de Colima fueron las propuestas por Luhr y Carmichael (1990) y Robin *et al.* (1991), respecto a un posible comportamiento eruptivo cíclico para el volcán de Colima.

Luhr y Carmichael (1990) propusieron que el Volcán de Colima muestra cierta ciclicidad en la ocurrencia de erupciones explosivas desde el año de 1690. Las erupciones más violentas como las de 1818 y 1913 marcan el final de un ciclo. Esta clase de erupciones es el resultado final de un largo proceso de diferenciación, (como lo muestran las lavas de 1869, 1961-62 y 1975) que dura alrededor de 100 años (Luhr *et al.*, 1981) y donde el factor que determina la explosividad consiste en un nuevo aporte de magma básico al sistema magmático. Este aporte de magma básico da origen a una mezcla de magmas (ácido-básico) en el que este último sirve como detonante para disparar una erupción explosiva.

Robin *et al.* (1991) razonan de manera similar y señalan que un ciclo eruptivo no termina con una erupción explosiva, sino que así comienza. Las erupciones explosivas son el resultado de una corta fase de mezcla de magmas ácidos (61 % SiO_2) y básicos (56 % SiO_2) y una posterior homogeneización, que da como producto final un magma que consiste de un 38% de andesita basáltica y 62 % de andesita ácida.

Estos autores señalan que el patrón cíclico se puede definir como una alternancia de cortas fases explosivas con largos períodos efusivos, los cuales son controlados por ciclos magmáticos de cortos períodos de mezcla de magmas y largas fases de diferenciación.

Petrología del Complejo Volcánico de Colima:

Luhr y Carmichael (1981, 1982 y 1990) han señalado que, en general, el antiguo Volcán de Colima presentaba una composición química más básica que el actual Volcán de Colima y dejan ver la posibilidad de que la composición de las rocas del Complejo Volcánico de Colima son el producto de una mezcla de magmas de las series magmáticas calcoalcalinas y alcalinas.

Los magmas de la serie calcoalcalina, que dieron origen al Complejo Volcánico de Colima son el producto del proceso de subducción de la placa de Rivera bajo la de Norteamérica. Por otro lado, los magmas alcalinos que dieron origen al vulcanismo monogenético (al NE y NW del Complejo Volcánico de Colima) se relacionan más bien con una tectónica de extensión.

Luhr y Carmichael (1981, 1982 y 1990) usando el esquema de Gill (1981), clasificaron las rocas de la serie alcalina como basanitas y las rocas de la serie calcoalcalina como dacitas y andesitas porfídicas de homblenda y piroxenos, medianamente potásicas. Estos autores también observaron una gradual

disminución en el contenido de SiO_2 y K_2O en las rocas producidas por los volcanes Cántaro, Nevado de Colima y Volcán de Colima y reportaron una disminución importante en el contenido de hornblenda en las rocas que el volcán de Colima ha producido después de la erupción de 1913, mismas que interpretaron como una disminución en el contenido de agua en los magmas. Sobre los productos de la erupción de 1913, señalan que los análisis realizados a 4 escorias mostraron variaciones de 56.8 % a 58.4 % en el contenido de SiO_2 .

Robin *et al.* (1991), se refieren al producto de la homogeneización de las dos últimas erupciones explosivas (1818 y 1913) como el resultado de una mezcla de magmas andesíticos básico y ácidos (en una proporción de 38 a 62 % respectivamente) con 56 % y 61 % de SiO_2 . Por lo tanto, la erupción de 1913 fue el producto de una mezcla de magmas básico (56 % SiO_2) y ácido (61 % de SiO_2) que correspondería a la diferenciación magmática de la mezcla que detonó la erupción de 1818, el cual según el autor podría ser muy similar al magma que dio origen al "Volcancito".

Los clastos de la erupción de 1913 presentan variaciones tanto en el contenido de SiO_2 (56.5 % a 61 %) como de MgO (3.2 a 7.7 %) y de CaO . Además, se observó que la muestra de 1913 más ácida que se colectó tiene un contenido de SiO_2 menor que las lavas del "Volcancito". Esto coincide en general con lo que señalan Luhr y Carmichael (1990) en el sentido de que los magmas del complejo volcánico a través de su historia se van haciendo más básicos.

Macías *et al.* (1993) reportaron la existencia de tres tipos de magmas en la zona: calcoalcalino, alcalino y calcoalcalinos ricos en potasio, y clasificaron como traquibasaltos (con 47 a 50 % de SiO_2) a las rocas alcalinas de los conos cineríticos ubicados al NE y NW del complejo volcánico de Colima, mientras que a las rocas de la serie calcoalcalina y calcoalcalina rica en potasio las clasificaron como andesitas y dacitas.

Las dos series magmáticas reportadas en el Graben de Colima han estado presentes desde los últimos 4.6 Ma. Las primeras manifestaciones de vulcanismo alcalino se presentaron a lo largo de un fallamiento N-S y más recientemente como vulcanismo monogenético hacia el NE y NW del Complejo Volcánico de Colima (Allan *et al.*, 1986). Por otro lado la primera manifestación de vulcanismo calcoalcalino tiene una edad de 10 Ma. y está representado por pequeños centros volcánicos localizados a lo largo del fallamiento N-S que limita al Graben de Colima. El vulcanismo calcoalcalino se empezó a manifestar en la parte central del Graben de Colima desde -1 Ma con la formación del Complejo Volcánico de Colima (Macías *et al.*, 1993).

Capítulo II
La erupción de 1913

II.1.- Estado del volcán antes de 1913.

Hasta el momento no se sabe con precisión la fecha de la última erupción magmática anterior a la erupción de 1913. Posiblemente la más importante es la que dio origen al domo adventicio "Volcancito" el 12 de junio de 1869. En el presente trabajo se considera a la erupción que inició el 26 de diciembre de 1885 como la última actividad magmática previa a la de 1913 (Bárcena, 1887). Entre las 6 y 7 de la noche del 26 de diciembre de 1885 se escuchó una fuerte detonación que vino acompañada de fuertes sacudimientos de tierra. Material incandescente fue lanzando hacia los alrededores del volcán, causando algunos incendios en el bosque, los cuales no se extinguieron hasta dos semanas después. Además, cubrió el terreno circundante con una capa de 3 mm de espesor de ceniza hasta una distancia de 7 km. hacia el S, SE y SW del volcán. Los bloques (~ 20 kg.) lanzados en trayectoria balística a la atmósfera, al momento de impactarse con el suelo, formaron pequeños cráteres y se fragmentaban, esparciéndose hasta una distancia de más de 3 m alrededor del impacto. Las áreas que fueron afectadas por impactos se ubicaron hacia el lado S en una explanada que se encuentra a ~ 2 km. de distancia del cráter entre los domos "Los Hijos del Volcán" y el volcán. Por el N, a unos 6 km. sobre las pendientes del Nevado de Colima se encontraron fragmentos con un peso de 8 grs. (Bárcena, 1887).

La mañana del 6 de enero de 1886 se observó una mancha gris oscura hacia la parte SW de la cima del volcán (posible domo) de la cual se empezaron a desprender rocas incandescentes el 18 de octubre de 1886. Estos bloques por la noche se observaban incandescentes, mientras que durante el día se podía seguir su trayectoria descendente por la nube de polvo que se levantaba, arrastrando a su paso otras masas de roca y formando "cascadas de fuego", las cuales se canalizaban hacia la barranca La Lumbre en la parte SW del volcán. Bárcena (1887) describió las rocas como un basalto traquítico con feldespatos, homblenda y olivino. El 26 de agosto de 1886 y como resultado de esta erupción, las calles de la Ciudad de Colima amanecieron cubiertas por una fina capa de ceniza. Según Bárcena (1887), en marzo de este mismo año se percibió caída de ceniza en la hacienda de Cumuato, a 32 leguas al NW del volcán.

La altura del volcán de Colima antes de la erupción de 1913 no es precisa debido a que se tienen reportados dos datos de 3800 a 3820 msnm (Waitz 1915, 1935) y 3960.9 msnm (Arreola, 1903).

El 10 de marzo 1903, ocurrió una explosión en la cima que cambió el borde W del cráter, pues se observaron "picos semejando las puntas de una corona" (Arreola, 1903). En 1906, las paredes del cráter estaban cubiertas por un inmenso tapón de lava en bloques que por esas fechas se derramó por el flanco SW y dejó ver sólo una pared de unos 10 ó 15 m de altura en la parte E (Waitz, 1915). Una visita de Waitz en el año de 1906 confirmó que el cráter profundo observado por Dollfus y Montserrat en 1866, estaba

completamente lleno por un domo formado por lava en bloques, de tal forma que en el lado W y NW el domo cubría completamente los bordes del cráter presentando una apariencia de bóveda y formando la parte más alta del volcán, mientras que en la parte SE y NE del borde se observó un pequeño hundimiento del domo en forma de media luna (Waitz, 1906).

La actividad de 1909 que es la última registrada antes de la erupción de 1913, se inició el 18 de diciembre de 1908 y terminó los primeros días de marzo de 1909. Se caracterizó por una fuerte explosión que causó la caída de ceniza hacia la parte SW-W del volcán (Río Armería), así como la formación de pequeñas avalanchas que provocaron numerosos incendios hacia las faldas del Colima y del Nevado. Aparentemente no involucró la emisión de material juvenil.

Waitz (1909) reportó después de la actividad de ese año, que la media luna todavía existía en la parte SE-NE de la cima, y que la parte W seguía sin cambios, no así la parte N en la que se podía observar un pequeño cráter con márgenes empinados de forma elíptica con un eje mayor de 50 m con un rumbo de NE-SW y un eje menor de al menos 30 m con un rumbo NW-SE. que en general ocupaba una cuarta parte de la superficie de la cima. Este cráter estaba formado sobre la lava en bloques (domo de la cima) que anteriormente tenía forma de bóveda en este mismo sitio. Dentro de este pequeño cráter se ubicaban por lo menos diez fumarolas.

Antes de la erupción de 1913, la cima del volcán era regular y poco rugosa, con las paredes del cráter cubiertas por un inmenso tapón de lava en bloques que fue ligeramente modificado por la explosión de 1909, que formó una pequeña depresión en la parte N de la cima, pero que en general no afectó de manera importante la morfología de la cima del volcán.

II.2.- Precusores de la erupción de 1913.

La información científica más confiable fue reportada en los trabajos de Waitz (1915, 1920 y 1935) y Arreola (El Imparcial, 1913). Ambos autores coinciden en que la erupción de 1913 puso fin a un corto período de inactividad que inició después de la erupción de 1909, también coinciden en que la erupción de 1913 comenzó sin una actividad fumarólica o solfatárica previa que hubiera dado señales de la erupción. Waitz (1915) señala que “en las horas más tempranas del 20 de enero y de una manera repentina y violenta empezó la erupción más violenta del Volcán de Colima en este siglo”. En referencia a lo anterior el diario “El Imparcial” publicó el 20 de enero de 1913: “El Volcán de Colima está en gran actividad desde las 6.30 A.M., más desde las 10 A.M. las erupciones son continuas y máximas. Abundantes derrames y fuertes detonaciones. Espectáculo imponente y hermoso”.

Sin embargo, Waitz y Arreola no se encontraban cerca del volcán, ni antes, ni cuando comenzó la erupción, pues según relata Waitz (1915), durante su viaje de la Ciudad de México a Guadalajara cruzó el

límite de caída de ceniza entre La Piedad y Yurécuaro en el Estado de Michoacán y llegó a Ciudad Guzmán el día 22 de enero. Una nota del diario "EL Imparcial" (tomo XXXIV No 6871) publicada el día 23 de enero decía lo siguiente: "El geólogo José María Arreola salió para Ciudad Guzmán a estudiar el fenómeno", refiriéndose a la erupción del volcán de Colima.

Con el objetivo de obtener más información acerca de los precursores de la erupción de 1913, se realizó una búsqueda de testigos de esta erupción. En el poblado de San Marcos (14 km. al SE del volcán) se localizó y entrevistó al Sr. *Don Juan Mancilla*, nacido en el poblado de Cofradía, Jal. el año de 1902, de quien se obtuvo la mejor información (incidentalmente también fue testigo de las erupciones de Cerro Prieto, Son. y del Parícutín en Mich.); a Doña Concepción González nacida aproximadamente en 1893 y a Don Rafael Montes de 83 años (quien sólo tenía 6 días de nacido cuando ocurrió la erupción, pero conoce muchos datos a través de los relatos de sus padres).

Don Juan Mancilla dijo que antes de que iniciara la erupción en su fase más violenta, se escucharon truenos (explosiones) desde 2 ó 3 días antes, por lo que las personas de los ranchos ubicados en las partes más altas y cercanas al volcán pudieron ser advertidos de la erupción y abandonaron sus ranchos. *Don Juan Mancilla* nos relató el caso de la familia Magaña del rancho El Durazno, quienes al escuchar las fuertes detonaciones buscaron refugio en el lugar denominado Loma del que se vende, ubicada al E del volcán en el margen N del arroyo El Durazno. Este rancho quedó sepultado al menos por 5 m de arena según su relato. Cabe señalar que Waitz (1915) hace referencia a la destrucción de este rancho por los flujos piroclásticos y menciona que se hospedó con la familia Magaña en 1906.

Otra importante evidencia que confirma la presencia de precursores anteriores al 20 de enero es una fotografía fechada el día 19 de enero de 1913, tomada al parecer desde el rancho San Antonio, a 13 km. al SW del volcán (Archivo Histórico de Colima, Cuevas, 1996). En esta fotografía se observa una nube que se levanta verticalmente por lo menos un tanto más de la altura del volcán y otras más pequeñas que se proyectan casi en un ángulo de 45° hacia el NW, ambas producto de una explosión (Foto I-4).

Evidencia adicional, aunque no del todo precisa, es la que proporciona el reporte que el jefe político de Ciudad Guzmán mandó a Guadalajara, informando al gobernador sobre la erupción del Volcán de Colima y en el que hace referencia a sus telegramas anteriores, donde también informaba de este fenómeno (Archivo Histórico de Guadalajara, Cuevas, 1996).

Resumiendo: las explosiones que precedieron a la erupción de 1913 se iniciaron al menos 2 ó 3 días antes de que se presentara la fase más violenta el día 20 de enero, misma que se caracterizó por una sucesión de explosiones y el desarrollo de una columna eruptiva de al menos 21 km. de altura que provocó caída de ceniza a más de 700 km. y la formación de flujos piroclásticos de ceniza, pómez y escoria que alcanzaron distancias mayores a los 15 km. y se canalizaron por las barrancas del S, SE y SW del volcán.

II.3.- Fuentes bibliográficas de la erupción de 1913.

La información que se muestra en este capítulo fue recopilada principalmente de las siguientes fuentes: Archivo General de la Nación, Archivo Histórico de Guadalajara, Archivo de Colima, Waitz (1915, 1920 y 1935) y Arreola (1913).

Posiblemente la fuente de información escrita más importante después de los trabajos de Waitz y Arreola, son los datos publicados por el diario "El Imparcial" (Archivo General de la Nación). Es precisamente en las paginas de este diario donde se obtuvo la mejor información sobre los alcances y espesores de los depósitos de caída.

A continuación se presentan las notas que este diario publicó en 1913 tal y como fueron publicadas:

"El Imparcial", (1913, Tomo XXXIV, No 6870, 6871, 6878, 6906, 6914 y 6921)

Colima, Col. 20 de enero de 1913

... "*Volcán de Colima en gran actividad desde las 6:30 A.M.; más desde las 10 A.M. las erupciones son continuas y máximas. Abundantes derrames y fuertes detonaciones. Espectáculo imponente y hermoso...*"

Ciudad Guzmán, Jal. 20 de enero de 1913

... "*En Ciudad Guzmán, la arena se levanta del suelo a la altura de 3 cm. Se encienden las luces en la ciudad a las 3 de la tarde...*"

Ciudad Guzmán, Jal. 21 de enero de 1913

... "*Está lloviendo arena, la que ha formado una capa de 15 cm de espesor...*"

Guanajuato, Gto. 21 de enero de 1913

... "*Únicamente se percibe fino polvo en la ropa de la gente...*"

Atotonilco el Alto, Jal. 21 de enero de 1913

... "*En algunos lugares la ceniza se levantaba del suelo más de medio metro. El fenómeno principió a las once...*"

Zamora, Mich., 21 de enero de 1913

... "*Densa neblina debido al polvo...*"

... "*La extensión de la lluvia, según datos obtenidos por el corresponsal, es como de 140 km. de sur a norte desde Tonila hasta Zacoalco. Firma el corresponsal...*"

En el Instituto Geológico se recibieron los siguientes telegramas, sobre la lluvia que produjera la erupción y fueron publicados por el diaria "El Imparcial":

Zacatecas, Zac., 21 de enero de 1913

... "*Desde la madrugada cae abundante lluvia de ceniza, sin registrarse ningún temblor...*"

Aguascalientes, Agsc. 21 de enero de 1913

... "Anoche entre 9 y 10 notóse densa nublazón y truenos aislados. Después de las 12 de la noche empezó a caer sutil ceniza, la que alcanza un centímetro sobre el pavimento..."

Sayula, Jal. 21 de enero de 1913

... "Hoy de 1 a 10 P.M. cayó lluvia de arena, observándose notabilísima obscuridad toda la tarde. Alcanzó a formarse capa de arena de un centímetro de altura. Fenómeno procede de erupción de Volcán de Colima..."

Encarnación, Jal. 21 de enero de 1913

... "Desde anoche a las 10:30 P.M. hasta hoy 4:30 A.M. estuvo cayendo tierra fina, alcanzando una capa cinco a seis centímetros de espesor..."

Tecolliche, Jal. 21 de enero de 1913

... "Ayer 11P.M .comenzó a caer fuerte polvo, continuando aún con gran fuerza, alcanzando la capa 3 centímetros..."

Cuquio, Jal. 21 de enero de 1913

... "Ayer 6:30 P.M. hasta hoy a.m. cayó en este municipio llovizna tierra fina y color plumizo. Sobre el suelo alcanzó una altura aproximada de 5 cm..."

La Barca, Jal. 21 de enero de 1913

... "Desde ayer a las 6 de la madrugada hasta la madrugada de hoy cayó sobre esta población una fuerte lluvia de ceniza y arena, alcanzando en las calles un espesor de cuatro centímetros. El fenómeno se presentó juntamente con fuertes truenos y relámpagos de color rojo subido..."

Lagos, Jal. 21 de enero de 1913

... "Anoche de 10 p.m. a 4 A.M. de hoy lluvia de ceniza de alguna consideración..."

Ameca, Jal. 21 de enero de 1913

... "Hoy amaneció esta población cubierta por una capa ligera de ceniza, suponiéndose sea del Volcán de Colima..."

Fresnillo, Zac. 21 de enero de 1913

... "Desde el amanecer obsérvase estar cayendo un polvo fino, considerando ser de origen volcánico..."

Yahualica, Jal. 21 de enero de 1913

... "Anoche a las 8 P.M. comenzó a llover ceniza durante la noche hasta las 2 a.m. y hoy permanece nublado a causa de lo mismo..."

Aguascalientes, Agsc., 21 de enero de 1913

... "Lluvia de ceniza más intensa en el sur..."

Miércoles 22 de enero de 1913

... "Las cenizas del Volcán de Colima llegan hasta Saltillo a una distancia de 800 km.. Así como también a Guadalajara, Ciudad Guzmán, Aguascalientes, Guanajuato, Atotonilco y Zamora..."

Enero 23 de 1913

... "El geólogo José María Arreola salió para Ciudad Guzmán a estudiar el fenómeno..."

Guadalajara Jal. 29 de enero de 1913

... "El Volcán de Colima sigue arrojando grandes cantidades de humo. Un telegrama de Tonila dirigido al Gobernador del Estado, dice que por aquella región se percibe un pronunciado olor a azufre y que la población amaneció cubierta de ceniza volcánica..."

... "En los demás puntos del estado no ha habido novedades a este respecto..."

Jueves 30 de enero de 1913

... "El Volcán de Colima sigue arrojando densas columnas de humo..."

Martes 4 de marzo de 1913

... "Según informes de pobladores: que del cráter del volcán se desprende una densa columna de humo y gases, escuchándose con frecuencia ruidos subterráneos..."

Miércoles 12 de marzo de 1913

... "En el Volcán de Colima se ha abierto un nuevo cráter, el nuevo cráter esta entre la hacienda de los Colomos y las Lomas a unas cuatro leguas de esta ciudad, lugar donde está un cráter apagado el cual se cree se ha comunicado con el centro activo del volcán..."

Miércoles 19 de marzo de 1913

Arreola publicó el siguiente resumen de su trabajo sobre la erupción del Volcán de Colima en el periódico "El Imparcial" del 19 de marzo de 1913:

... "La comisión nombrada por el Instituto Geológico para estudiar la reciente erupción del Volcán de Colima ha rendido el siguiente informe: "...la erupción que hizo el Volcán de Colima el día 20 de enero de 1913 se caracterizó por la gran cantidad de material que arrojó triturado y reducido a polvo y arena.

Una parte de este material descendió formando avalanchas por los flancos del cono y se acumuló en las barrancas circunvecinas, mientras que otra parte era lanzada a gran altura, que posteriormente era transportada por los vientos dominantes de SW hacia el NE, habiendo llegado el polvo más fino en cantidades considerables hasta San Luis Potosí y Zacatecas. El origen de las grandes avalanchas que con gran velocidad descendían por los flancos del volcán y por las barrancas llegando hasta una distancia de 15 km. del cráter, (es el mismo que el observado en el año de 1902 en La Martinica en el Monte Pelée y que ocasionaron grandes daños a San Pierre). La temperatura del material al ser arrojado por el volcán era de por lo menos 800 °C, destruyendo todo lo que encontró a su paso, pero como la región alrededor del volcán es muy poco poblada, solamente se destruyeron dos ranchos sin que se hubiera que tenido lamentar desgracias personales. El monte (bosque) ha sufrido muy poco por que en el cono no existía y más abajo en la zona boscosa las avalanchas (flujos piroclásticos) ya estaban encauzadas en las barrancas hondas y por lo mismo no causaron daños en el monte que se halla principalmente sobre las

lomas altas. El material llevado por los vientos hacia el NE, al depositarlo en las cercanías del volcán, formó capas bastante gruesas, pues en Zapotlán por ejemplo tiene hasta 7 cm de espesor. Como toda esta comarca es de origen volcánico, esta invasión de arena y ceniza volcánica no causará perjuicio alguno..."

Waitz (1915) señaló que su primer contacto con la erupción fue al percibir la caída de ceniza entre la Piedad y Yurécuaro, Michoacán durante su viaje por ferrocarril de la Ciudad de México a Guadalajara, lo cual probablemente ocurrió el 21 de enero, pues el 22 llegó a Ciudad Guzmán, y ese día reportó caída de ceniza en esa ciudad, la que duró varios días más, alcanzando un espesor de entre 10 y 20 cm. A partir de datos recopilados de testigos describe la columna como: *..." densas nube de vapor que subieron de la punta chata del cono las cuales ascendían cada vez más alto empujadas por nuevas masas de vapor que salían del cráter hasta que la nube ondulante alcanzó su máxima altura alrededor del medio día del 20 de enero (Foto. II-3). Posteriormente, los vientos provenientes del SW típicos en esta época del año la inclinaron hacia las pendientes del Nevado de Colima y sobre Ciudad Guzmán, dejando caer una copiosa lluvia de ceniza..."* Según algunos datos de Waitz (1915) esta lluvia llegó a Guadalajara, donde reportó un espesor de 0.5 mm de ceniza. En lugares más distantes tales como San Luis Potosí, Zacatecas, Guanajuato, en algunas partes de Michoacán y en Saltillo, Coah. sólo cayeron trazas de ceniza (Waitz, 1915, 1920, 1935). También menciona que el volumen derivado de la caída de ceniza se estimó en 5 a 10 km.³.

Información del Archivo Histórico de Guadalajara.

Relata el jefe político de Ciudad Guzmán lo que pasó el 20 de enero de 1913:

..."El Volcán de Colima hizo su primera erupción como a las 4:30 de la mañana y que consistió de pequeñas explosiones de pequeña magnitud. Pero a las 11:30 se escuchó un rumor subterráneo seguido de una detonación levantándose en el espacio una hermosa nube de incalculable magnitud y desde ese momento fue una serie de erupciones, continuadas casi sin interrupción que bien podría decirse una sola, y a la 1 P M comenzó a caer una lluvia de arena que fue tomando grandes y alarmantes proporciones, pues a las 2 P M. densas nubes habían invadido el horizonte y la lluvia de arena era tan fuerte que semejaba a una tormenta de agua, produciendo las más tenebrosas tinieblas.

Hasta las 8:30 P M se calmaron un poco los retumbos volcánicos y las descargas eléctricas, así como que se notó que la tormenta de arena disminuía. A las 10 P M calmó por completo todo esto, despejándose un poco el horizonte y dejándose ver la luna.

La arena era jalosa de un espesor de 8 cm promedio, que sepultó los pastos, los trigales, la alfalfa, legumbres y en general todas las siembras que empezaban a nacer y crecer. La ciudad semejaba los inmensos arenales de una playa de mar o desierto, por lo que se hacen incalculables la pérdida sufridas e

incalculable los cientos de miles de toneladas que azolván la ciudad.

También sufrieron graves consecuencias por los efectos del fenómeno volcánico las siguientes poblaciones: Platanar, Tonila, Zapotiltic, Tamazula y algo menos Tuxpan, Tecalitlán, San Sebastián y San Gabriel... "

El jefe político de Mazamitla, Jal. reportó lo siguiente el 20 de enero de 1913:

... "A la una de la tarde se notó que del lado sur, comenzó a llegar una onda densa y oscura y poco después se comenzó a notar una lluvia de arena. La densidad de la onda fue creciendo a tal grado, que a las cuatro de la tarde hubo necesidad de recurrir al alumbrado artificial; la lluvia de arena fue creciendo haciéndose perfectamente visible, la cual duró hasta las once de la noche.

Desde la cuatro de la tarde hasta las diez de la noche se dejaron oír con intervalos de diez minutos, fuertes estallidos como de artillería..."

El Jefe político de Tizapan el Alto, Jal. reportó el 20 de enero:

"...A las tres de la tarde comenzó a sentirse una lluvia de arenilla..." (no da más datos, sólo dice que la lluvia cesó al día siguiente).

El jefe político de Poncitlán, Jal. reportó lo siguiente:

... "El día 20 de enero entre 7 y 8 P.M. comenzó a caer una lluvia de arena la que terminó como a las cuatro de la mañana del siguiente día, alcanzando un espesor de 3 cm...."

Waitz (1915) describe los flujos piroclásticos como sigue: *"...estas nubes ardientes se formaron en la tarde del primer día de actividad, una vez que se había abierto el cráter y desde ese momento se formaron nubes en forma de coliflor, las cuales se derramaban por encima del borde del cráter y descendían por todos los flancos del volcán, para después encauzarse en las barrancas que circundan el volcán hasta alcanzar el terreno plano al pie del edificio. Sin embargo, en barrancas que presentaban recodos pronunciados, los flujos siguieron de frente encima de los recodos de la barranca para unirse más abajo con los depósitos de otra barranca..."* (esto ha sido comprobado en la barranca La Tuna a la altura del Fresnal, donde el flujo se salió del cauce principal en un recodo y después se volvió a encauzar más adelante). Waitz (1915) señaló que tuvo la suerte de observar la formación de una gran nube que descendió por la barranca de La Lumbre el día 24 de enero (Foto II-2). Menciona que las nubes más importantes y grandes se desarrollaron hacia la parte E del volcán principalmente hacia la barranca de Beltrán donde alcanzaron espesores hasta de 40 m y llegaron cerca del camino real de Colima-Zapotlán (Ciudad Guzmán). El volumen estimado para los flujos piroclásticos fue de entre 0.05 a 0.1 Km.³ incluyendo la zona del Playón. Adicionalmente menciona que: *... " a 14 días de la erupción y a pesar de*

haber caído algunos chubascos, los depósitos podían pisarse casi en todos lados sin peligro, pero a centímetros por debajo de la superficie tenía temperaturas tan altas que un machete que se sumergió durante un minuto mostró una coloración azulosa... Sin embargo, según Waitz, (1915, 1935) nunca se observó incandescencia durante toda la erupción, pero las personas a las que se entrevistó comentaron que sí vieron arena incandescente salir del cráter. Por otra parte, Waitz (1915) en su trabajo nunca menciona quién le proporcionó la información del día 20 de enero, pues como ya se comentó él llegó a Ciudad Guzmán hasta el 22 de enero de 1913.

II.4.- Testimonios orales de sobrevivientes de la erupción.

Los testimonios más importantes además de los proporcionados por Waitz (1915-1920, 1932) y Arreola, (1913) corresponden a la información proporcionada por algunos de los testigos de la erupción de 1913. El año de 1913 en México, fue un año convulsionado por conflictos armados y cambios políticos. El área entre Colima y Jalisco no estaba exenta de estos problemas. Cuentan los testigos que justamente en este tiempo había una lucha entre Carrancistas y Villistas, por el control de la región (límite entre Colima y Jalisco). Por tal razón, los medios de información no daban mucha importancia a otros problemas que no se relacionaran con los cambios políticos que estaba sufriendo el país a principios de siglo. Además, algunos días después del desarrollo de la erupción de 1913, aconteció el asesinato del Presidente de la República Madero y su Vicepresidente Pino Suárez (la Decena Trágica).

A la lista de entrevistados sólo aumentaremos los testimonios de *Don Daniel Zamora* nacido en 1916 en Tonila, Jal. y *Doña Petra Montes de Oca* nacida en 1902 en La Becerrera, Colima. Para la descripción de la erupción de 1913, se tomó como base el relato que nos hizo Don Juan Mancilla por ser el que proporcionó más detalles sobre los fenómenos eruptivos, en comparación con los datos publicados por el Imparcial (1913, Waitz, (1915, 1920 y 1932) y Arreola (1913). Se complementa con algunos datos de las otras personas entrevistadas.

Cuenta Don Juan Mancilla, que nació en el año de 1902, que en 1913, que por aquel tiempo se libraba una fuerte batalla entre los Villistas que estaban acampados en el margen N de la Barranca de Beltrán en contra de los Carrancistas, a los que Villa tenía "arrejolados" (según expresión de Don Juan) en Colima. Después de una breve introducción donde nos hace una comparación de la erupción del Volcán de Colima en 1913 y aquellas que posteriormente se desarrollaron en el Parícutín y Cerro Prieto, de las que él también fue testigo, cuenta que la erupción en su etapa más violenta comenzó el 20 de enero a las 12 del día, lo que fue corroborado por Don Rafael Montes, quien dice que está inició a las once de la mañana. Don Juan aclara que desde 2 ó 3 días antes se escucharon truenos (explosiones) que provenían del volcán y que en cada explosión aventaba rocas al aire mientras que el material se derramaba sobre las barrancas

hasta una joya ubicada al pie del volcán en su flanco SE llamada El Agostadero, con una profundidad de 40 m, la cual fue totalmente cubierta por material que bajaba del volcán y que una vez que se llenó, el material empezó a correr por las barrancas, al mismo tiempo que “estallaba” en una curva y rápidamente estallaban en otra curva, formando nubes de polvo en cada estallido. Mientras que al mismo tiempo se levantaba un borbollón (columna) negro que oscurecía el cielo hacia el lado de Zapotlán. De San Marcos hacia el N sólo se veía el borbollón negro que se levantaba. Por su parte, casi todos los habitantes de San Marcos se refugiaron en el margen E del Río Tuxpan, hasta que terminó la fase más violenta de la erupción. Sólo se quedó en San Marcos Antonio Anaya, quien era el cuidador de la raya de la hacienda de San Marcos, así como algunas otras personas como Doña Concepción González y el propio Don Juan Mancilla.

Cuenta Don Juan que la fuerza de la lava o arena fue tan grande que llegó hasta un punto que se llama El Pozo del Mayate ubicado, según él, a 1.5 km. al NW de San Marcos sobre la Barranca de la Arena.

Los eventos que ocurrieron en la temporada de lluvias que siguió a la erupción de 1913 causaron una fuerte impresión en la memoria de Don Juan Mancilla y lo describe de la siguiente forma: *“... Al siguiente año la lava todavía estaba caliente y cuando llovía el agua bajaba vaporizando, lo que se repitió durante los tres años siguientes. El material bajaba por la Barranca de la Arena y traía flotando piedras grandes de mucho tonelaje y el agua parecía mezcla aguada que a su paso golpeaba las paredes del cauce haciendo que algunas paredes se derrumbaran...”* Cuenta Don Juan que en una de estas crecientes “Demecio Macías” estaba parado en el borde del cauce cuando una gran piedra pegó en la pared haciendo que se derrumbara y la creciente arrastró a esta persona que al parecer falleció. La “mezcla”, como la llamó Don Juan, estaba compuesta de grandes bloques de piedra “bofa” (escoria) de color negro, como “quemada” (según nos contó Don Rafael Montes) y piedras grandes que “flotaban”. Este flujo de material volcánico, informó Don Juan, llegó hasta el Río Tuxpan, a más de 17 km. de distancia del volcán.

Después de describirnos los lahares, Don Juan Mancilla continúa con su relato de la erupción: *“...Cuando empezó a tronar fuerte y a hervir y tirar la lava alrededor del cráter, parecía una olla de frijoles (así comparó al material que salía del volcán), lo que fue como a las 12 del día, y a las tres de la tarde ya estaba terminando. Observándose hacia el NE una capa de ceniza que cubrió toda la región, tanto así que por donde transitaban animales de carga, mulas y burros hacían surquitos y lomitas con las patas al caminar. El “borbollón” (columna eruptiva) que salió del volcán subía muy alto y después se lo llevaba el viento hacia el N, provocando una lluvia de arena sobre Ciudad Guzmán, donde por el peso de la arena se cayeron algunos techos de casas, pues la madera que los sostenía no resistió el peso...”*

También cree que llovió arena en Sayula, Tuxpan y Zapotiltic. Después Don Rafael dijo que también llovió ceniza fina en Atenquique y en San Marcos, pero muy poca. Continúa Don Juan *“...Desde*

Cofradía se veía muy bien cómo fue perdiendo fuerza y altura el borbollón y como fue disminuyendo su altura poco a poco. Los truenos que provocaba la formación del borbollón se repetían cada 5 minutos más o menos y se escuchaban en San Marcos y Cofradía y su sonido era como de barrenos sofocados, sacudiéndose la tierra en cada trueno.

Cada explosión arrojaba grandes rocas que al caer sobre la vegetación la incendiaban inmediatamente después y detrás de las grandes rocas se levantaba el borbollón. Desde el momento en que se inició el descenso de material incandescente por las barrancas empezó a percibirse un fuerte olor a azufre....”

Después Don Juan Mancilla nos narró algunos acontecimientos que se dieron una vez que terminó la erupción: *“...Después de la erupción la toma dos (uno de los canales que abastecen de agua a San Marcos) se tapó y una brigada de mozos fue a trabajar a ese sitio pero uno de ellos estaba tirando piedras al paredón que aún se encontraba muy caliente, cuando en una de estas ocasiones se desprendió un volumen considerable de pared, el cual al entrar en contacto con el agua estalló causándole la muerte a 4 ó 5 trabajadores por quemaduras e impactos. Por otra parte, Doña Concepción informó de dos trabajadores del campo que al tratar de cruzar la barranca de La Arena, murieron quemados, de tal manera que los tuvieron que envolver en hojas de vástago (plátano) por que la piel se les desprendía...”*

Los ranchos que fueron afectados por la erupción según informaron Don Juan Mancilla y Don Rafael Montes fueron cuatro : El Rancho El Durazno, de la familia Magaña, quedó sepultado bajo 5 m de arena pero no murió nadie debido a que salieron antes de que fuera afectado. Sólo quedo enterrado mucho ganado y maquinaria agrícola nueva. El Rancho del Canutillo, lo cuidaba Irineo Montes (padre de Don Rafael Montes) y quedó sepultado por lo menos bajo 3 m de arena. El Rancho Ojo de Agua lo cuidaba Tranquilino Magaña y el paraje Los Machos era parte del rancho El Durazno. Sobre estos dos últimos no mencionaron si fueron sepultados.

Doña Petra Montes de Oca informó que los flujos piroclásticos llegaron hasta donde hoy se ubica La Becerrera y que el Rancho de Laguna Verde fue destruido. Además mencionó una caída de arena y fragmentos mayores (caída secundaria) en la zona donde hoy se ubica el poblado de Barranca del Agua, lugar donde fueron a refugiarse. Este último dato se pudo comprobar por la presencia de fragmentos de pómez de ~1 cm de diámetro sobre los montículos (Hummocks, relieve de avalancha) que limitan la cuenca de La Yerbabuena y El Jabalí. Don Daniel Zamora informó de muchas reces quemadas y envenenadas al beber agua contaminada. Además señaló que los flujos piroclásticos llegaron cerca de Cofradía, parte del municipio de Tonila, Jal.

II.5.- Consecuencias sociales y económicas.

Con base en la información recopilada en este trabajo se presenta un breve informe sobre las consecuencias sociales y económicas que sufrieron las poblaciones asentadas en un radio de 15 a 30 km. por la erupción de 1913.

Los daños directos a los poblados que circundan al volcán se limitan a la pérdida de cientos de cabezas de ganado (Waitz, 1915) y la destrucción total o parcial de algunos ranchos. Por el lado sur, los flujos piroclásticos que bajaron por las barrancas del volcán casi alcanzaron el pequeño poblado de Monte Alto y la Hacienda de la Joya, ubicada al occidente del poblado anterior. Por el W alcanzaron las plantaciones de café del Cónsul Vogel en Colima en el lugar hoy conocido como rancho El Jabalí (Fig. III-3). Hacia el SE, entre San Marcos y Tonila, algunos ranchos fueron totalmente sepultados por material incandescente como fue el caso del rancho El Durazno, donde además se perdió una cantidad considerable de ganado y maquinaria agrícola nueva. En el Rancho Canutillo también se perdieron algunas cabezas de ganado. Otros ranchos que fueron afectados por los flujos piroclásticos fueron el Rancho Ojo de Agua y El Rancho Los Machos. Por el lado de Tonila también se perdieron muchas cabezas de ganado en los ranchos Cofradía y Causenta (Fig. III-3).

El impacto ecológico en la región fue considerable. Don Juan Mancilla y Rafael Montes comentaron que las lluvias de bloques incandescentes con trayectoria balística provocaron un gran número de incendios en los alrededores del volcán y se perdió una gran cantidad de árboles en los bosques ubicados en la parte S del Nevado de Colima (en este tiempo los bosques no eran explotados económicamente). La fauna característica de esta región se vió obligada a emigrar por falta de agua y comida (los manantiales y los pastos fueron cubiertos temporalmente por una capa de ceniza) hacia zonas más seguras, pero en su huida muchos animales quedaron atrapados y murieron quemados al intentar cruzar las barrancas. Así lo comentó Don Rafael Montes. Otros animales, incluyendo el ganado, murieron por comer pasto o beber agua contaminada (comunicación personal de Daniel Zamora).

Con relación a la agricultura, sólo se sabe de la pérdida de las plantaciones de café del Cónsul Vogel. Pero parece obvio que la erupción dejó cuantiosas pérdidas, principalmente en las áreas ubicadas hacia el N-NE del volcán incluyendo el valle de Ciudad Guzmán, donde cayó una capa de ceniza de aproximadamente 10 cm de espesor. Waitz (1915) menciona que *"el valle se cubrió con una capa de ceniza"*. Don Juan Mancilla hizo notar que la cantidad de ceniza era tal que las mulas y burros hacían surcos al caminar. Podemos entonces pensar que el impacto de la erupción sobre la agricultura tuvo que ser considerable. Además esta región, desde esa época, se ha dedicado al cultivo de la caña, como lo demuestra la presencia del antiguo ingenio de San Marcos. Como las tierras que rodean al volcán son muy

fértiles, una gran parte de la región afectada por la caída de ceniza era usada para la agricultura.

Debido al gran desconcierto y al miedo que causó en la población este fenómeno (para el cual no tenían ninguna explicación), los habitantes del poblado de San Marcos y la gente que vivía en los rancho más cercanos al volcán, evacuaron casi totalmente esta población, refugiándose hacia la margen E del Río Tuxpan, donde se sintieron seguros. Por ello, se puede hablar de una evacuación de San Marcos antes de la fase más violenta de la erupción. Esto también pudo ocurrir en otros poblados ubicados en la parte sur del volcán. Para evaluar el impacto económico en la región, se debe considerar el costo que ocasionó este desplazamiento de gente.

Al mismo tiempo, a 25 km. del volcán, en Ciudad Guzmán, Jal. caía una fuerte lluvia de ceniza del tamaño de la arena que alcanzó un espesor de 10 a 15 cm (Waitz, 1915; El Imparcial, 1913). Esto fue suficiente, según Don Juan Mancilla, para que muchos techos de casas se desplomaran, ya que la mayoría estaban sostenidos por vigas de madera, las cuales no resistieron el peso de la ceniza. Es importante mencionar que la caída de ceniza se reportó hasta una distancia de 725 km. al NE del volcán, en la Ciudad de Saltillo, Coah. La ceniza también cayó en ciudades importantes como Guadalajara, Guanajuato, Zacatecas, San Luis Potosí y Aguascalientes (Fig. III-22) afectándolas de diferente forma, de acuerdo al espesor que cayó (Tabla IV-5 y 7).

En lo que respecta a la pérdida de vidas humanas, no hay hasta el momento ningún dato que nos permita saber si alguien murió durante la erupción de 1913. Sin embargo, se tiene información de algunas personas que perdieron la vida a causa de la erupción durante los días posteriores a la fase cataclísmica e incluso meses después. Don Juan Mancilla cuenta al menos 4 ó 5 personas. Al respecto, Doña Concepción González nos informó de la muerte de 2. En la temporada de lluvias se sabe que al menos una persona perdió la vida. Del mismo modo murieron muchos animales que fueron arrastrados durante la época de lluvias por los grandes flujos de lodo que pasaban por la Barranca de La Arena y llegaban hasta el Río Tuxpan, a más de 17 Km. del volcán.

En total hubo por lo menos 8 muertes como producto de la erupción de 1913. Además hubo cuantiosas pérdidas en lo que respecta al sector agropecuario y un fuerte impacto sobre la ecología de la región.

II.6.- Comportamiento del volcán después de la erupción de 1913.

Nueve meses después de la erupción de 1913, Waitz (1915) realizó un ascenso a la cima del volcán para observar los cambios en la morfología y lo describe de la siguiente forma... *"en lugar del domo de lava en bloques, hay un enorme cráter con forma de embudo circular con un diámetro de entre 350 a 400 m formado por paredes verticales que se perdían en la profundidad, sin que se pudiera ver su fondo a las*

12 del día. Solamente por el lado NE, aproximadamente 30 a 40 m bajo el borde del cráter se observaba un pequeño escalón. El borde del cráter, antes bastante regular y poco rugoso se observaba muy abrupto y fracturado y coronado por miles de pequeños picos. La actividad fumarólica era escasa y más parecía emanar de las paredes que de las profundidades del cráter...". Por su parte Arreola (1913) comenta lo siguiente días después de la erupción..."al menos de 70 a 100 m de la parte alta del volcán fue volada junto con el contenido del cráter y el borde que antes de la erupción de 1913 estaba poco dentado, después se observó coronado por picos y cortado por fuertes incisiones..."

De acuerdo a Friedlaender (en Waitz, 1932) para 1922 existía en el fondo del cráter un cuerpo de lava cubierto parcialmente por los derrumbes de los bordes del mismo. Para 1930 Zehle estimó por primera vez la profundidad del cráter en 300 m y en 1931 reportó que el cuerpo de lava en bloques ya estaba a 100 m del borde más alto y a 50 m del borde inferior del cráter (en Waitz, 1932, Foto I-7). En 1957 el domo compuesto de lava en bloques había sobrepasando por algunos metros la altura del borde inferior del cráter (Foto I-10 y 8). Mooser (1961) señaló que en un año el domo ascendió unos 70 m, o sea unos 20 cm por día (Foto I-11). Para 1961, el cráter producido por la erupción de 1913 ya estaba completamente ocupado por un domo. A partir de esta fecha, se inicia una nueva fase efusiva que ha consistido en la extrusión de varios flujos de lava (1961-62, 1975-76, 1981-82 y 1991, respectivamente) los cuales desbordaron los límites del cráter y se depositaron sobre las laderas del volcán (Fig. I-5).

La actividad magmática más importante después de 1913 corresponde a la que se desarrolló durante los años de 1975-76, la cual tuvo como resultado la formación de 4 flujos de lava en bloques. Los dos flujos que se derramaron hacia el SE llegaron hasta la cota de los 2500 msnm (2.5 km. de distancia); un tercer flujo llegó a la cota 2000 msnm (4.5 km. de distancia) y el último y más pequeño se derramó hacia el NE hasta la cota 3300 msnm a 1.7 km. de distancia (Thorpe *et al.*, 1977, Fig. I-5).

La última actividad magmática corresponde a la desarrollada en 1991, después de un tiempo de inactividad de 10 años. El 14 de febrero de 1991 el Volcán de Colima inició una crisis sísmica (~100 sismos/día) que continuó en el mes de marzo con la extrusión de nuevo material lávico (domo) de aspecto escoriáceo y de composición andesítica en la parte SW de la cima (Connor *et al.*, 1991; Rodríguez *et al.*, 1991; Nuñez *et al.*, 1994). El domo continuó creciendo hasta que durante la quinta crisis sísmica, el 16 de abril, se desbordó por el límite SW de la cima provocando pequeños colapsos de material del antiguo domo, material juvenil y material de la pared del edificio. Este material fue transportado por flujos piroclásticos de bloques y cenizas (800,000 m³) los cuales alcanzaron una distancia de 4 km. en las Barrancas del Cordobán al SW del volcán (Rodríguez *et al.*, 1991). Simultáneamente a estos flujos piroclásticos se formó una columna de ceniza fina de color café que ascendió hasta una altura de 1.5 a 2.4 km., la cual fue arrastrada por los vientos en dirección NE hasta una distancia de 30 km. del volcán.

El 17 de abril se observó una pequeña lengua de lava en bloques de color gris oscuro que descendía

lentamente por el flanco SW del volcán. En los primeros días de agosto la actividad había terminado y el flujo de lava ya no tenía movimiento. Su alcance máximo fue de casi 3 km. (cota 2500) con un espesor de 20 m (Rodríguez *et al.*, 1991). Posteriormente a la erupción de 1991, el 25 de junio de 1991 y en enero de 1992 se generaron lahares en la Barranca Cordobán (Santa Cruz) que alcanzaron distancias de 10 km. a 12 km. y formaron depósitos de 5 m de espesor (Komorowski *et al.*, 1992; Navarro *et al.*, 1992; GVN 1992).

Antes del 21 de julio de 1994, la morfología de la cima del volcán presentaba en su porción W-SW un domo formado en 1991, el cual tenía al menos 50 m de diámetro con una pequeña depresión central de 10 m de profundidad. Hacia el borde E-SE de la cima se puede observar una depresión de más de 40 m de diámetro y de 30 m de profundidad (en su parte más profunda) la cual fue el resultado de la explosión freática de 1987 (Flores, 1988).

El 21 de Julio de 1994 a las 20:13 horas se produjo una explosión de domo después de presentarse una crisis sísmica iniciada el 4 de julio de 1994 (Jiménez *et al.*, 1995). Un poco antes de la explosión y como resultado de la misma se produjo una serie de pequeñas avalanchas y una nube de ceniza fina la cual fue transportada por los vientos a más de 30 km. del volcán hacia el W (Navarro *et al.*, 1994). La explosión lanzó bloques de roca en proyección balística hasta una distancia de 2 km. del volcán, formando cráteres de impacto de hasta 2.5 m de diámetro sobre la superficie del Playón (Cortés *et al.*, 1995).

La explosión del 21 de julio de 1994 destruyó casi totalmente el domo de 1991, dejando una depresión de 135 m de diámetro y una profundidad aproximada de 40 m. Cerca del borde N de esta depresión existen 5 fumarolas, 2 con temperatura superior a los 600 °C, 3 con temperaturas comprendidas entre los 500 y 600 °C y una de 850 °C (Gavilanes *et al.*, 1995; Foto II-1).

En este momento el volcán tiene una altura sobre el nivel del mar de 3850 m (Murray y Van der Wrycks, 1994). La cima del volcán está ocupada en más de un 50 % por 2 depresiones producto de las explosiones de 1987 (ubicada en la parte E) y la de 1994 (en la parte SW). Ambas depresiones se han formado sobre la superficie de un domo de lava en bloques que ocupa la cima del volcán y del cual sobresalen por su grado de alteración e inestabilidad dos áreas ubicadas al W y al N de la cima.



Vista del interior del cráter del Volcán de Colima en 1930, (tomada del Archivo de Colima, por Alicia Cuevas)

Foto I-7



Fig. 9. El Volcán de Puraco y su laguna en 1958. Vista desde el cráter.



El plúmeo del Nevado visto desde el cráter.

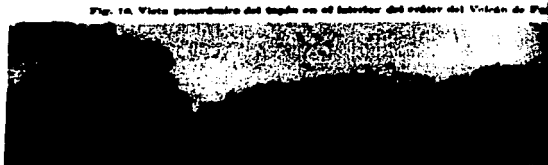
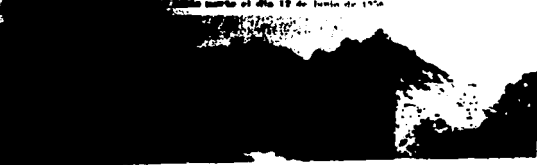


Fig. 10. Vista panorámica del cono en el interior del cráter del Volcán de Puraco.



Vista norte el día 12 de junio de 1941.

Vista del cráter en los años 1941 y 1958. (Archivo de Colima, Alicia Cuevas, 1995)

Foto I-8

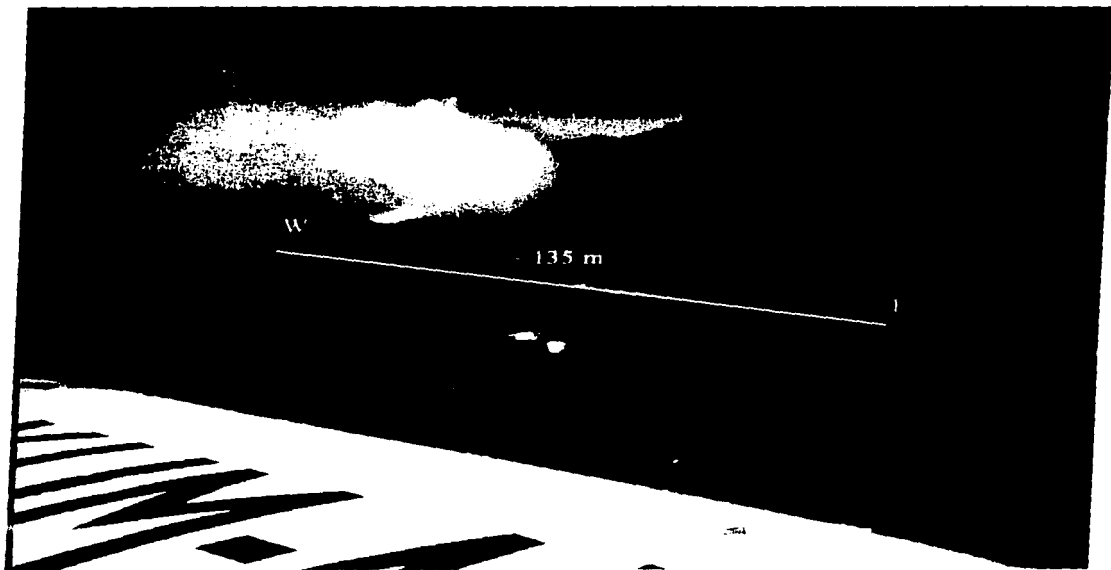


Foto II-1 Vista del cráter formado por la explosión del 21 de julio de 1994.

Capítulo III
Estratigrafía de los depósitos de la
erupción de 1913

III. 1.- Identificación de los depósitos de la erupción de 1913.

Antecedentes:

La información más importante sobre la distribución de los productos de la erupción de 1913 fue recopilada a partir de los trabajos publicados por Waitz en 1915, 1920 y 1935; y por Arreola en 1913; la información contenida en el Archivo General de la Nación, Archivo Histórico de Guadalajara y las entrevistas realizadas a testigos de la erupción de 1913 (ver Cap. II).

Los trabajos realizados por Luhr y Carmichael (1990), Robin *et al.* (1991); Rodríguez *et al.* 1991 y Komorowski *et al.* (1992, 1993, 1994), fueron las principales fuentes de información que contribuyeron a la identificación de los depósitos de la erupción de 1913.

Robin *et al.* (1988, 1990 y 1991) muestrearon y fecharon por ^{14}C varios fragmentos de carbón en depósitos de flujo piroclástico en las barrancas de Beltrán, Monte Grande y en El Playón. Los resultados de los fechamientos mostraron que los productos muestreados en la Barranca de Beltrán pertenecían a los depósitos formados durante la erupción de 1818, mientras que los depósitos de la Barranca de Monte Grande y El Playón pertenecían a la erupción de 1913.

La estratigrafía expuesta en las paredes de las barrancas ubicadas al S del volcán, muestran la recurrencia de depósitos con características texturales similares a los depósitos de 1913. Estos depósitos están separados por paleosuelos, lo que demuestra que a lo largo de la historia eruptiva reciente el Volcán de Colima ha producido material con características texturales y químicas similares. Esto complicó el reconocimiento de los mismos.

La identificación de los depósitos de la erupción de 1913 se ha podido hacer a partir de las observaciones históricas, fotografías y testigos de la erupción. Así como al detallado estudio de los depósitos en el área del Playón y las distintas barrancas que se ubican al S, SE y SW del volcán. Esto permitió concluir que el depósito de color café claro con fragmentos de pómez y escoria inmersos en una matriz de ceniza fina, que invariablemente se observó coronando la estratigrafía de las barrancas que circundan el volcán en su parte S, corresponde a los depósitos de flujos piroclásticos de la última etapa de la erupción de 1913 (Komorowski *et al.*, 1994). En cambio, los depósitos de pómez (y en menor proporción escoria) sin matriz ubicados hacia el N-NE del volcán de Colima (entre las cotas 2400-4000 msnm), corresponden a los depósitos de caída de la misma erupción.

Metodología.

Los criterios que se consideraron para conformar la columna estratigráfica compuesta son los siguientes: a).- relaciones estratigráficas, b).- distribución, c).- volumen, d).- análisis de componentes y e).- granulometría de las diferentes unidades.

Con respecto a la granulometría, es importante señalar que una tercera parte de los análisis granulométricos realizados en este trabajo no reflejan la granulometría total del depósito del que fueron tomados, sino únicamente son representativos de la matriz. Esto se debe a la cantidad de clastos mayores (bloques) que no fueron tomados en cuenta por el procedimiento de tamizado. Sin embargo, se compensó realizando un conteo de clastos con diámetros mayores a 5 cm, tomando como referencia una área de 1 m² (marco) sobre la superficie del depósito (Tabla III-1).

En general para los análisis granulométricos por tamizado se tomaron muestras con un promedio de dos kg, las cuales se secaron y cuartearon, para posteriormente tamizar alrededor de 1 kg.

En el proceso se utilizaron un total de 9 tamices desde la fracción 4.0 ϕ a -4.0 ϕ y un "agitador mecánico" en intervalos de tiempo de 10 a 15 minutos. Posteriormente, las fracciones se pesaron y separaron para hacer una gráfica de porcentaje en peso (%wt) contra diámetros (ϕ). Estos datos se procesaron por medio del programa de computo "SFT16" (Secuencial Fragmentation / Transport analysis, versión 1.6 (Wohletz, 1993; Wohletz *et al.*, 1989; Wohletz y Sheridan 1979) y se obtuvieron las curvas granulométricas y los parámetros estadísticos de desviación estándar (σ) y mediana (*Med*), para cada una de las unidades (Tabla III-1).

En la descripción de las diferentes unidades estratigráficas siempre se mencionan los 5 clastos de mayor diámetro, medidos en campo.

Los análisis de componentes de las diferentes unidades que integran la columna acumulativa de la Fig. III-1, se hicieron con base en el conteo de al menos 500 partículas y sus resultados expresados en porcentaje en peso (%wt). Se reconocieron 7 componentes principales que conforman las diferentes unidades, las cuales se describen a continuación:

- 1.- *Accesorios poco densos* (por contenido de vesículas, *Apd*). Se trata de fragmentos de lava andesítica medianamente vesiculares de textura porfídica con tonos grises oscuros y claros.
- 2.- *Accesorios densos* (*Ad*). Son fragmentos de lava densa de tonos grises de textura afanítica y en menor proporción porfídica, casi sin vesículas.
- 3.- *Accesorios alterados* (*Aa*). Son fragmentos de rocas de los dos grupos anteriores pero están afectados por alteración hidrotermal, lo que les da un tono rojizo principalmente.
- 4.- *Pómez beige juvenil* (*Pb*). Material juvenil de tonos beige que en ocasiones presenta bandas grises y rosas en su interior, de poco a regularmente vesicular y con abundantes fenocristales de hornblenda.

Tabla III-1: Datos granulométricos de la columna compuesta

Unidad	Punto	Barranca y km a la fuente	Md	$\sigma(4)$	wt % < 1 mm	wt % < 0.063 mm	Marco (1 m ²)	Observaciones
DFC-I	VFC 95-3C	Cordobán E; 3.50	-1.05	3.50	43.10	12.00		Análisis de la matriz
DS-II	VFC 5-3B	Cordobán E; 3.50	2.45	1.72	93.20	64.50		Representativo de todo el depósito
DFCB-III	VFC 95-3A	Cordobán E; 3.50	0.05	2.95	54.60	18.00	15, 13, 19, 9, 20, 24 10, 11, 23, 30, 14 7, 7, 20, 14, 10.	Análisis de la matriz
DFCB-IV	VFC 95-3C'	Cordobán E; 3.50	3.25	3.27	33.80	12.00	14, 18, 8, 20, 25 20, 11, 12, 23, 13 20, 9 y 14.	Análisis de matriz
DC-V	VFC 96-37A	El Playón; 2.00	0.05	0.93	56.50	3.20		Representativo de todo el depósito
DS-VI	VFC 95-4B	Cordobán E; 3.50	1.65	2.45	75.50	28.00		Representativo de todo el depósito
DFCB-VII	VFC 95-2A	Cordobán W; 3.2	-0.20	2.83	56.50	20.40		Análisis de la matriz
DC-VIII	VFC 94-41, 46, VFC 95-8, 9, 63, 65, 68 70, 72, 75 80, 96-36 96-46	Playón y Nevado de Colima en distancias de 2 a 13 km	±1	1.5±0.4	31.00	4.40		Representativo de todo el depósito Promedio de 13 muestras.
DS-IX	VFC 95-1C	Cordobán W; 2.50	2.20	1.30	93.20	42.10		Representativo de todo el depósito
DFCP-X	VFC 95-1A	Cordobán W; 2.50	-2.15	3.32	29.30	11.50	13, 9, 10, 14, 6, 5, 8 8.5, 7.7, 9, 5.5, 5, 5.5 6, 6, 5, 10, 5, 12, 9.5 5, 7, 6, 9, 8, 10, 6, 8, 5, 8, 5, 8, 5, 11.5, 5.2	Análisis de la matriz
DFCE-X'	VFC 96-20B	El Muerto; 8.7	-0.35	2.65	44.90	7.80		Análisis de la matriz
DFCE-X'	VFC 96-20A	El Muerto; 8.7	-2.20	3.30	33.00	6.40		Análisis de la matriz

5.- *Escoria juvenil (Ec)*. Se trata de material juvenil de textura porfídica medianamente vesicular con abundantes fenocristales de homblenda, de color gris oscuro y ocasionalmente se presenta bandeada con tonos beige y rosas.

6.- *Juveniles densos (Jd)*. Son fragmentos de roca juvenil densa poco vesicular de textura porfídica y de tono gris oscuro con alto contenido de homblenda, en ocasiones tiende a presentar una textura escoriácea.

7.- *Cristales, principalmente de homblenda (Cr)*.

Es importante aclarar que el material accesorio se dividió en clastos poco densos, densos y alterados. Entendiéndose por clastos accesorios en general a fragmentos de roca no juvenil derivados de rocas de erupciones pasadas, mientras que el término *juvenil* se aplicó a un fragmento de roca que se derivó del magma en proceso de erupción (Wright et al., 1980).

El análisis de componentes para los depósitos de flujos piroclásticos de bloques y ceniza, pómez y escoria, se hizo usando la fracción -1ϕ y un conteo de al menos 500 clastos.

La fracción -1ϕ permite un buen reconocimiento de los componentes, es una fracción representativa en toda la columna compuesta y además permite tener un mismo nivel de referencia para todas las unidades.

Sólo para dos depósitos de *surge* se usó la fracción 0ϕ , pues el número de clastos en la fracción -1ϕ no era suficiente. El resultado de estos análisis se resume en la tabla III-2 y las figuras III-1 y 5 muestran las variaciones de los constituyentes en el tiempo.

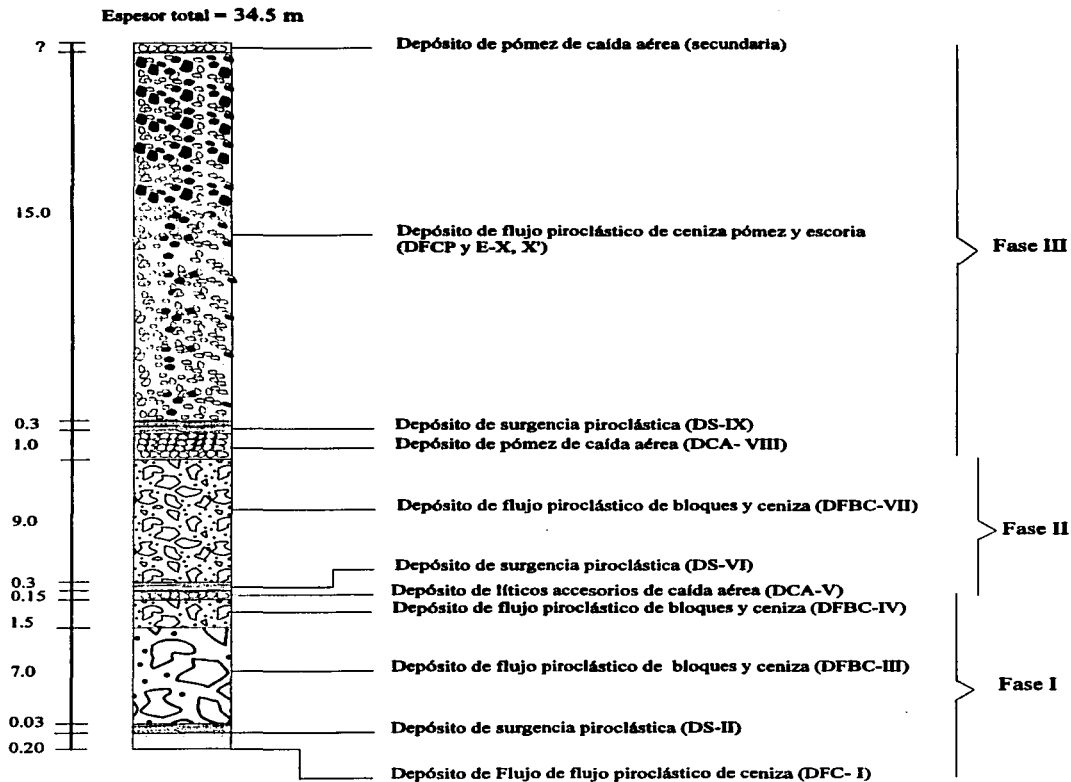
La columna estratigráfica compuesta está integrada por 10 unidades principales y una sub-unidad (unidad DFCE-X'; Fig. III-1), las cuales se muestran de manera más clara en las secciones orientadas N-S y E-W de las Figuras III- 12 y 14. En estas figuras se presentan las columnas estratigráficas idealizadas para cada barranca y se establece la correlación de los depósitos de las 10 unidades principales en las diferentes barrancas que circundan el volcán.

A continuación se describen las distintas unidades que integran la columna estratigráfica acumulativa procediendo de la base a la cima. Es importante aclarar que las siglas VFC, sólo sirvieron de clave para identificar los puntos descritos y muestreados en este trabajo.

Tabla III-2: Análisis de componentes de la columna compuesta

Unidad	Punto y fracción analizada	% wt Accesorios poco densos	%wt Accesorios densos	%wt Accesorios alterados	%wt Pómez juvenil	%wt Escoria juvenil	%wt Juveniles densos	%wt Cristales
DC-I	VFC 95-3C (-1)	41.00	51.00	2.00	0.00	5.00	-1.00	0.00
DS-II	VFC 95-3B (0)	60.00	35.00	4.00	0.00	1.00	0.00	0.00
DFCB-III	VFC 95-3A (-1)	52.00	21.00	7.00	1.00	0.00	19.00	0.00
DFCB-IV	VFC 95-3C' (-1)	45.00	20.00	34.00	0.00	1.00	0.00	0.00
DC-V	VFC 96-37A (-1)	19.00	72.00	3.00	6.00	0.00	0.00	0.00
DS-VI	VFC 95-4B (-1)	41.00	41.00	13.00	4.00	0.00	0.00	1.00
DFCB-VII	VFC 95-2A (-1)	39.00	38.00	3.00	17.00	3.00	0.00	0.00
DC-VIII	VFC 95-4A (-1)	50.00	41.00	1.00	8.00	0.00	0.00	0.00
DC-VIII	Promedio de 13 muestras (-1)	16.00	30.00	7.00	41.00	0.00	4.00	1.00
DS-IX	VFC 95-1C (-1)	32.00	49.00	6.00	9.00	0.00	0.00	3.00
DFCP-X	VFC 95-1A (-1)	33.00	28.00	7.00	33.00	0.00	0.00	0.00
DFCE-X'	VFC 95-20B (-1)	8.00	23.00	3.00	1.00	65.00	0.00	0.00
DFCE-X'	VFC 95-20A (-1)	1.00	12.00	3.00	1.00	82.00	0.00	0.00

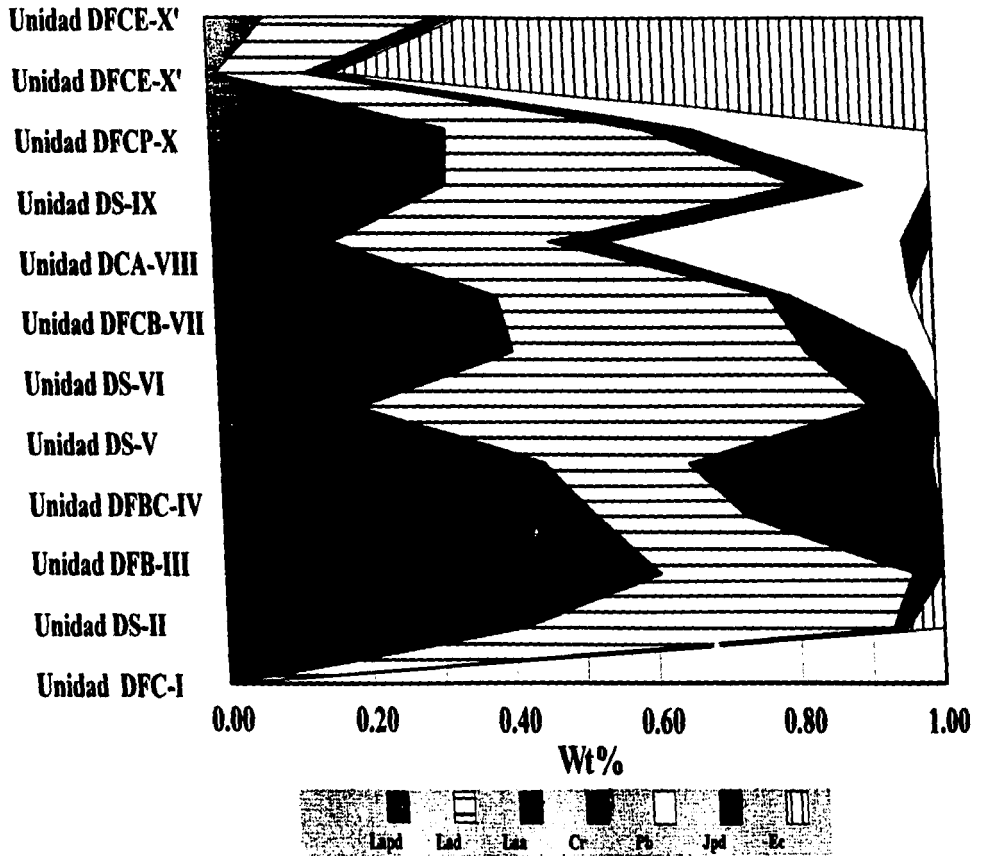
5 **Columna estratigráfica compuesta de los depósitos de la erupción de 1913.**



Escala en metros

Fig. III-1

Fig. III-5 Análisis de componentes de la columna estratigráfica compuesta



Correlación estratigráfica de las columnas compuestas de la parte S del volcán de Colima.

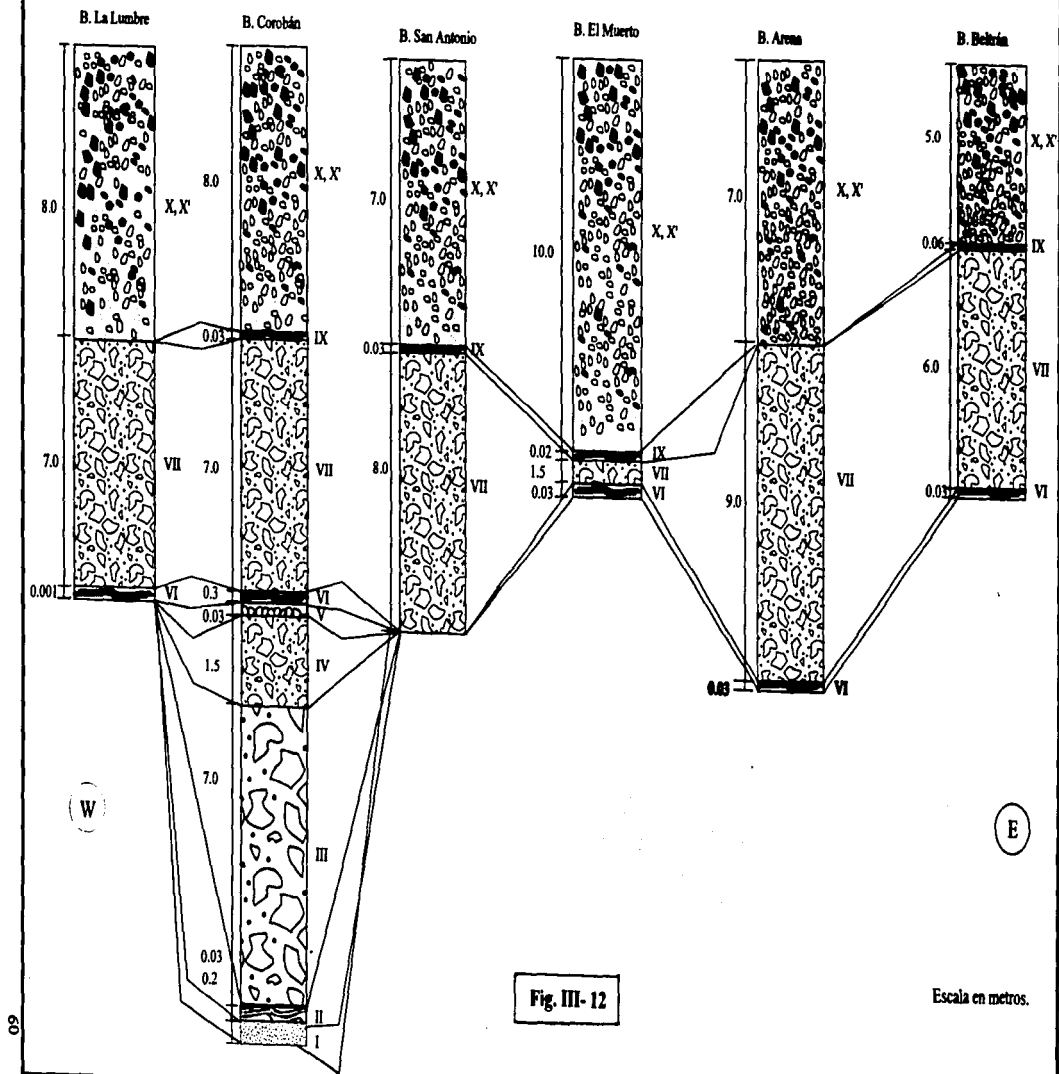


Fig. III-12

Escala en metros.

Correlación de columnas estratigráficas compuestas.

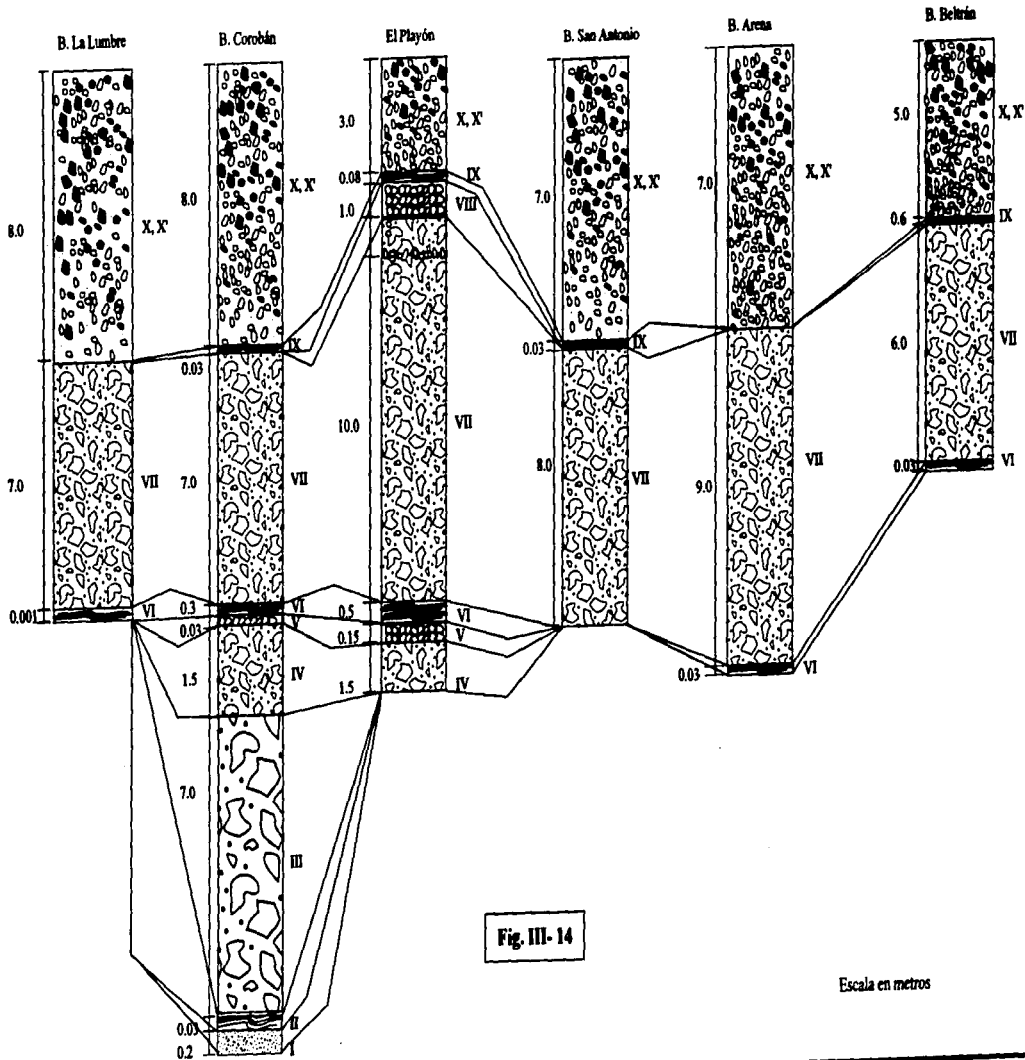


Fig. III-14

Escala en metros

III.2 Unidad DFC-I: Depósitos de flujos piroclásticos de ceniza.

El depósito que forma la unidad DFC-I, sólo fue observado sobre el cauce de la barranca Cordobán E, en la base del punto VFC 95-3C cota 3500 m (Fig. III-2, Foto III-1). Se trata de un horizonte de al menos 20 cm de espesor, color gris claro compuesto por ceniza fina en la que se encuentran inmersos fragmentos accesorios de andesita poco densos de formas angulosas con diámetros menores a los 5 cm. El depósito presenta hacia la base pequeñas chimeneas de degasificación (*pipes*) de 10 cm de largo. El contacto superior es erosivo y el inferior no se observó. Además, el depósito es regularmente consolidado, seleccionado y presenta una gradación normal. A esta unidad por sus características texturales se le clasificó como un depósito de flujo piroclástico de ceniza (FPC-I), aunque también es posible que se trate de un cambio de facies (parte lateral) de un depósito de flujo piroclástico de bloques y cenizas.

El depósito de la unidad DFC-I tiene un alcance de hasta 3.2 km de distancia sobre la pared E de la Barranca Cordobán E. Esta distancia se tomó como su alcance mínimo.

El volumen de esta unidad no se pudo estimar por no contar con un número suficiente de afloramientos (VFC 95-3; Fig. III-3 y Fig. III-1).

II.2.1.- Granulometría:

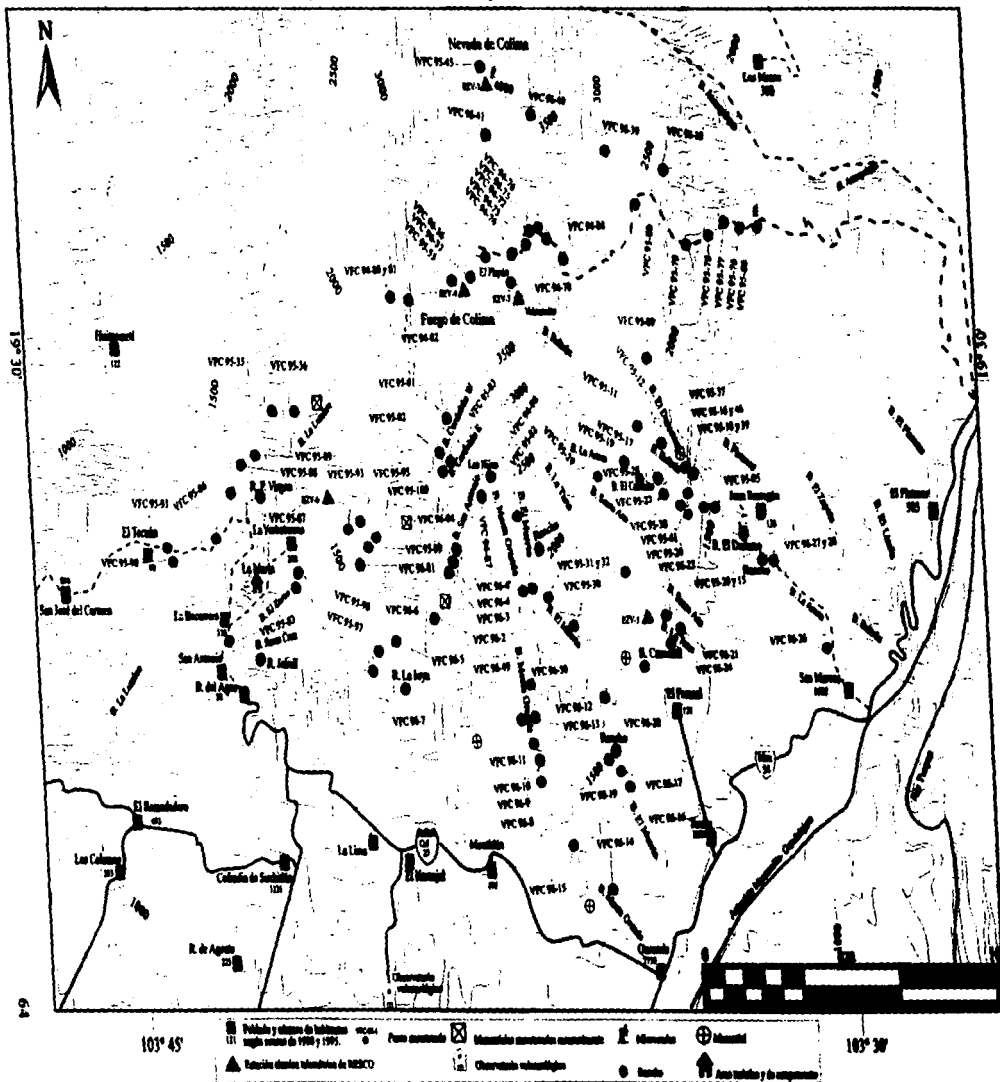
El resultado del análisis granulométrico refleja las características de este depósito: presenta una curva polimodal con al menos tres modos en 2 ϕ -3 ϕ y 4 ϕ (anexo I), una asimetría (*skewness*) con tendencia hacia la parte gruesa y una mediana de -1.05 ϕ , así como una desviación estándar de 3.5 ϕ (Tabla III-1), que de acuerdo con la clasificación de Walker (1971) para depósitos piroclásticos corresponde a un depósito pobremente seleccionado. El contenido de finos (<4 ϕ) no es muy importante, pues sólo es del 12 % wt (Tabla III-1). En la figura III-4 donde se muestran los valores de mediana contra desviación estándar, esta unidad se ubicó justo al centro del campo de los flujos piroclásticos.

La estructura masiva del depósito indica que las partículas fueron transportadas por un flujo denso en el que predominaron los esfuerzos de fricción y dispersivos, más que por un movimiento turbulento de partículas independientes envueltas en un medio (gases volcánicos y aire).

II.2.2 Análisis de componentes:

Para el análisis de componentes se seleccionó la fracción -1 ϕ (2 mm; ver Anexo V): 40.5 % de fragmentos accesorios poco denso (*Apd*), 50.9 % de accesorios densos (*Ad*), 2.4 % de accesorios alterados

(Aa), 0.5 % de escoria (Ec) y 5.5 % de clastos juveniles densos (Jd) (Tabla II-2 y Fig. III-5). Esto muestra que la unidad I está compuesta principalmente por clastos accesorios poco densos (Apd) y una proporción importante de fragmentos accesorios densos (Ad), mientras que la presencia de material juvenil denso (Jd) es mínima.



Punto: 95-3, 3'
Cota: 2350
B. Cordobán E

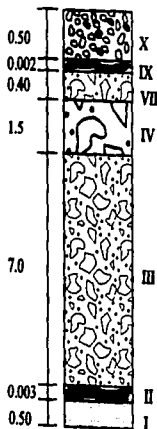


Fig. III-2

Punto: 96-36
Cota: 2840
El Playón

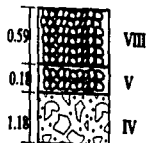


Fig. III-7

Punto: 94-73
Cota: 2890
El Playón

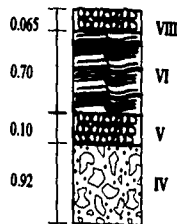


Fig. III-9

Punto: 95-2'
Cota: 2310
B. Cordobán E

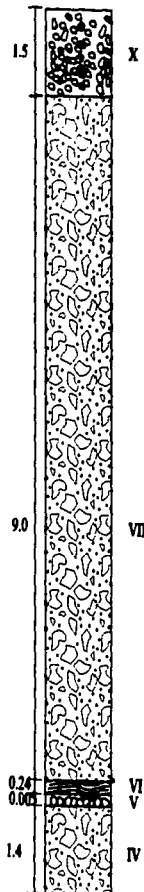


Fig. III-11

Escala en metros.

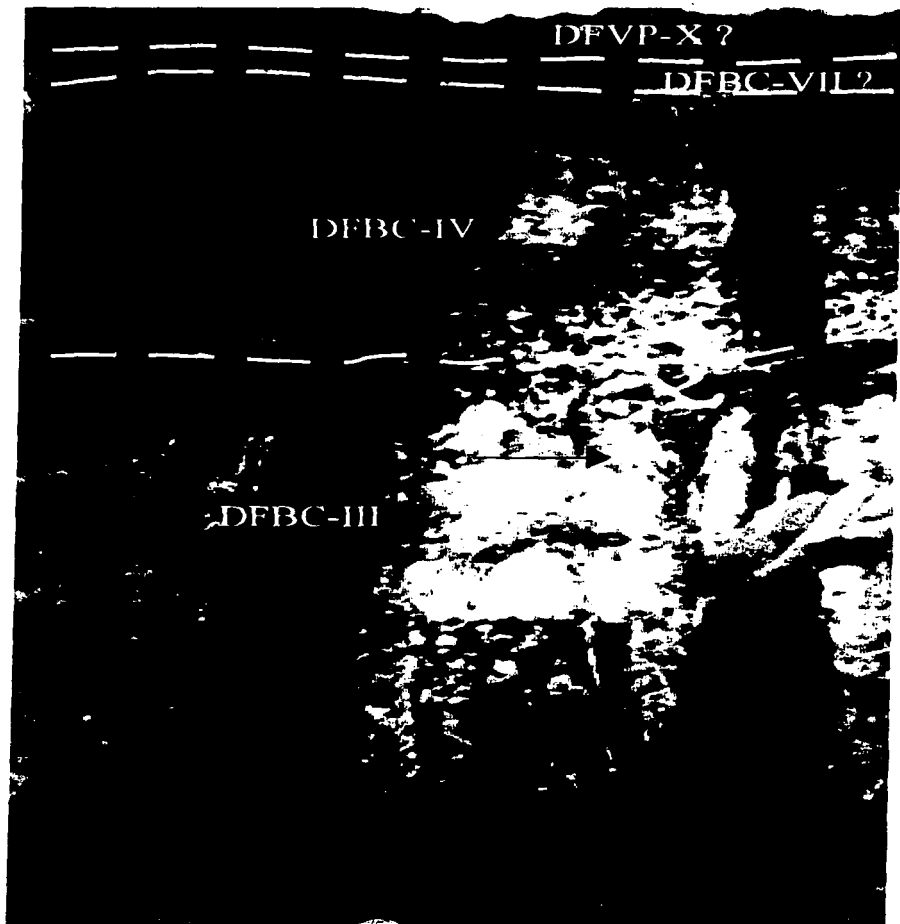


Foto III-1 Depósito de las unidades DFBC-III, DFBC-IV, DFBC-VII y DFBC-X (punto VFC 953, 3' cota 2350 msnm Barranca Cordobán E)

Tabla III-3: Volumen calculado para la unidad DC-V por el método de isopacas.

Punto	Distancia a la fuente en km	Isopaca en cm	Isopaca en km	Area en km²	Volumen en km³
VFC 94-70	1.50	28.00	2.80E-04	8.00	0.0022
VFC 96-40	4.20	27.00			
VFC 96-36	2.00	18.00			
VFC 96-37	2.10	18.00	1.80E-04	6.20	0.0011
VFC 94-41	4.00	8.00			
VFC 94-42	10.50	10.00	1.00E-04	8.50	0.0009
VFC 94-64	11.20	4.00	4.00E-05	7.80	0.0003
Total =					0.0045

III.3.- Unidad DS-II: Depósito de oleada piroclástica (surge).

La unidad DS-II sobreyace a la unidad DFC-I e igual que ésta, sólo pudo ser observada en el punto VFC 95-3 cota 2350 msnm, ubicado en la pared E de la barranca Cordobán E (Fig. III-3). El depósito de color beige presenta un espesor que varía de 1 a 3 cm y está compuesto por ceniza muy fina poco compacta. Es regularmente seleccionado, presenta estratificación laminar y masiva y sus contactos son erosivos. El volumen de esta unidad no fue calculado debido al escaso espesor que presenta y a la falta de continuidad tanto vertical como horizontal. Sin embargo, se puede decir que tuvo al menos un alcance de 3.2 km (Fig. III-2 y III-3). De acuerdo a sus características texturales y a las estructuras que presenta, se le clasificó como un depósito de oleada piroclástica (*surge*) (DS-II.)

III.3.1.- Granulometría:

El resultado del análisis granulométrico presenta una moda en 4ϕ y una asimetría cargada hacia la porción fina, con un 64.5 % wt de partículas $<4 \phi$ (Tabla III-3). Además, esta unidad presenta una mediana de 2.5ϕ y una desviación estándar de 1.7ϕ , lo que refleja una selección de mediana a buena para el depósito.

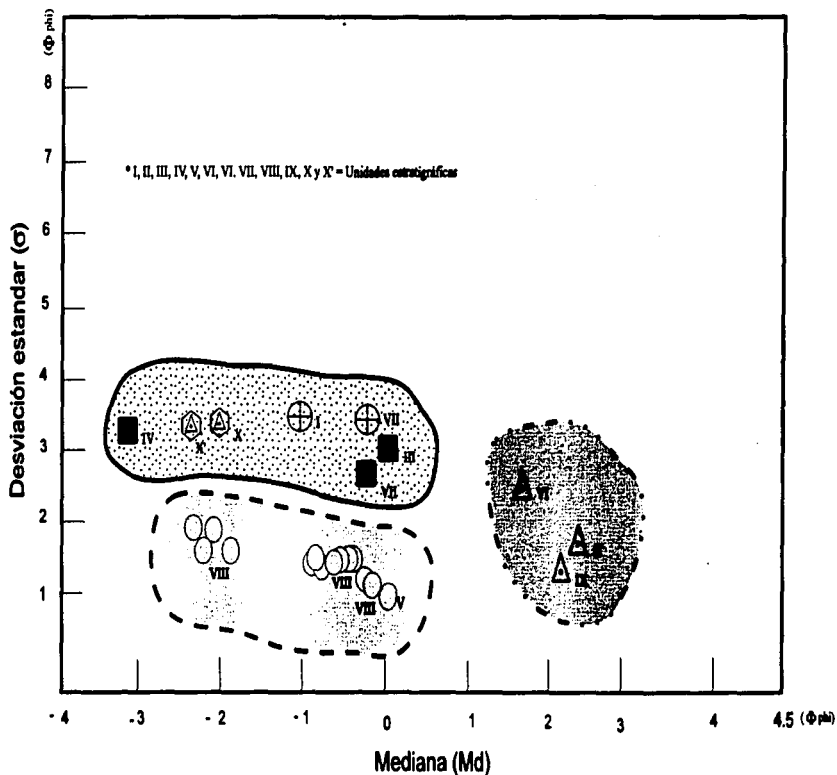
En la Fig. III-4 se puede observar que el campo de las surgencias piroclásticas está bien definido y está caracterizado por presentar una desviación estándar < 2.5 , y por estar ubicada hacia la porción fina.

El depósito presenta estructuras planares y masivas, lo que refleja un movimiento laminar y turbulento. Por otra parte el valor de la mediana ($Md = 2.5$) de un depósito con más del 64 % wt de partículas $< 4 \phi$ indica que el depósito se derivó de un flujo inflado (pseudofluidizado) y que gran parte de las partículas fueron transportadas por saltación y flotación (Sheridan *et. al.*, 1987).

III.3.2.- Análisis de Componentes.

Para el análisis de componentes se usó la fracción 0ϕ (VFC 95-3B; anexo V): Esta unidad está compuesta principalmente por 59.6 % de clastos accesorios poco densos (*Apd*) y 35 % de fragmentos accesorios densos (*Ad*). Con relación a la unidad I se observa un aumento en *Apd* y una disminución de *Ad*, mientras que los porcentajes de *Aa* 4.4 % y *Ec* con 0.4 % son similares. La presencia de material juvenil denso (*Jd*) con 0.9 % es mínima (Tabla III-2 y Fig. III-5).

Parámetros Grnolométricos (Md_{ϕ} contra σ_{ϕ}) donde se muestran los campos de los depósitos piroclásticos de la columna estratigráfica compuesta



- Depósitos de caída aérea a diferentes distancias de la fuente (puntos 94-41, 46, 95- 8, 9, 63, 65, 68, 70, 75, 96-36 y 46).
- Depósitos de bloques y ceniza. (matriz)
- ▲ Depósitos de oleadas piroclásticas (surgencia).
- ▲ Depósitos de ceniza, pómez y escoria (matriz)
- ⊕ Depósito de ceniza.

(Fig. III-4)

III.4.- Unidad DFBC-III: Depósitos de flujos piroclásticos de bloques y ceniza.

Esta unidad (DFBC-III) sobreyace a la unidad II, e igual que las dos unidades descritas anteriormente, sólo fue observada en la pared oriental de la barranca Cordobán E en el punto VFC 95-3, por lo que no es posible su correlación lateral (Fig. III-6).

La unidad tiene un espesor total de 7 m y está formada por una serie de 6 horizontes o unidades de flujo con espesores de entre 0.80 y 1.5 m separados por "pseudoplanos de estratificación" aparentemente no erosivos, con características texturales y de composición similares. Los horizontes en general presentan un tono gris y están compuestos por una matriz de ceniza no muy abundante en la que se encuentran inmersos una gran cantidad de bloques con tonos grises y rojizos de material accesorio, regularmente vesiculares y de formas angulosas con un diámetro máximo de 1.75 m (Foto III-1). El depósito presenta un aspecto caótico, es regularmente compacto, mal seleccionado y tiende a presentar una gradación normal. Esta unidad presenta estructuras de tubos de degasificación (*pipes*) que parten de la base de la unidad y casi alcanzan la cima. La unidad III presenta un contacto basal erosivo y en base a sus características texturales se le clasificó como un depósito de flujo piroclástico de bloques y ceniza (DFBC-III).

Esta unidad tuvo un alcance mínimo de 3.2 km solo en la Barranca Cordobán E (punto VFC 95-3. Fig. III-2). El cálculo del volumen para la unidad III no fue posible hacerlo debido a que sólo se observó en un punto (VFC-95-3).

III.4.1.- Granulometría.

Se realizó un conteo de bloques > 5 cm de diámetro en una área de 1 m² para mostrar la proporción de bloques contenidos en el depósito (Tabla III-1 y Foto III-1).

El histograma de la matriz muestra una distribución bimodal en -2ϕ y 2ϕ con una asimetría cargada hacia la parte gruesa. El contenido de partículas < 4ϕ es de 18 %wt. La mediana (Md) es de 0.05 ϕ y la desviación estándar (σ) es de 2.9 ϕ , lo que corresponde a los valores que señala Walker (1971) como típicos para un depósito de flujo piroclástico. En la gráfica de Md contra σ este depósito se encuentra en el campo de los flujos piroclásticos (Fig. III-4).

La estructura masiva del depósito y sus características texturales indican que las partículas de estos depósitos fueron transportadas por un flujo denso donde las fuerza que inducen el movimiento son la fuerza de gravedad y fuerzas dispersivas. Estas últimas por efecto de transmisión de "momentum" derivado del choque entre partículas. La presencia de tubos de degasificación indican la presencia de una fase gaseosa.

III.4.2.- Análisis de componentes.

Para el análisis de componentes usó la fracción -1ϕ del punto VFC 95-3A: con respecto a la unidad DS-II existe una ligera disminución de material accesorio y un considerable aumento de material juvenil: 52.5 % de *Apd*, 21.17 % de *Ad*, 6.77 % de *Aa* y 18.7 % de *Jd*. Además de 1 % de pómez beige (Tabla III-2 y Fig.-5).

III. 5.- Unidad DFBC-IV: Depósitos de flujo piroclástico de bloques y ceniza.

Esta unidad sobreyace directamente a la unidad III. El contacto se observó únicamente en el punto VFC 95-3. Esta unidad se encuentra también en los puntos VFC 95-4 en la Barranca Cordobán E y VFC 94-73 y 74 de la zona de El Playón, donde no fue posible observar su contacto inferior (Fig. III-9 y III-16).

La unidad IV se localiza frecuentemente sobreyacida por al menos dos unidades diferentes. La primer unidad (DC-V), en la zona del Playón, es de color gris claro de 8 a 10 cm de espesor y está formada por arena gruesa y algunos fragmentos del tamaño de la grava, la cual a su vez está cubierta por un horizonte de pómez y escoria de color beige carente de matriz de 60 cm de espesor (DC-VIII; Fig III-27).

La segunda unidad, en las Barrancas Cordobán E y W (puntos VFC 95-3 y 95-2') consta de una capa delgada de 1 a 2 mm de espesor, compuesta de ceniza muy fina (DS-VI) la cual está separada de la unidad IV por un contacto erosivo. Esta unidad a su vez está cubierta invariablemente por una unidad compuesta de bloques y ceniza de la unidad DFBC-VII (Fig. III-1 y 2).

La unidad IV consiste en un depósito de tono "rojizo" con un espesor promedio de 1.5 m. El depósito tiene una escasa matriz de ceniza fina, en la que están inmersos líticos accesorios poco y medianamente vesiculares de tonos rojizos, gris claros y oscuros. La forma de los clastos es angulosa, con diámetros máximos de: 0.18, 0.20, 0.40, 0.70 y 1.5, m. El depósito es regularmente consolidado, mal seleccionado, con contactos erosivos y gradación normal. Esta unidad muestra estructuras de tubos de degasificación (punto VFC 95-3'). Como característica principal, esta unidad presenta una matriz de color rojizo y en ocasiones verde y amarillo claro (puntos VFC 94-73,74y VFC 95-3). De acuerdo a las características texturales y estructuras que presenta, se clasificó a la unidad IV como un depósito de flujo piroclástico de bloques y ceniza (DFBC-IV; Fotos III-1, 2 y 4).

En la parte N de El Playón (94-73 y 76; Fig. III-3) el depósito tiene espesores que varían entre 0.90 y 2.6 m con un escaso contenido de bloques. En esta área el depósito tiene el aspecto de un depósito de flujo de ceniza. En general los flujos piroclásticos que formaron esta unidad se encauzaron por las barrancas que desembocan al N-NW del Playón y alcanzaron una distancia de 2 km hacia el N, donde chocaron con las paredes de la antigua caldera. Por esta razón, los flujos cambiaron su trayectoria hacia el NW, donde alcanzaron una distancia de al menos 2.5 km (Fig. III-6). En la barrancas Cordobán E y W, los depósitos de la unidad IV se pueden observar hasta una distancia de 4 km por el brazo E (VFC 95-3' y 4) con un espesor de 1.5 m y por el brazo W a una distancia de 3.6 km con un espesor mínimo de 1.4 m. El volumen calculado para la unidad IV en El Playón fue de 0.002 km³ (1.28 km² área cubierta) y sobre los brazos E y W de la barranca El Cordobán se calculó un volumen de 0.00013 km³ y 0.0001 Km³ respectivamente, lo que asciende a un total de 220,0000 m³ (0.0022 km³).

III.5.1.- Granulometría.

Se realizó un conteo de bloques en 1 m^2 para mostrar la proporción de los mismos en el depósito (Tabla III-1).

El histograma de la matriz de la unidad IV muestra una curva polimodal en 4ϕ , -3ϕ y 2ϕ , con una distribución preferencial hacia la parte gruesa (*skewness*) y un 12 %wt de finos $<4 \phi$. Presenta una media de 3.3ϕ y una desviación estándar de 3.3, lo que indica una pobre selección para depósitos piroclásticos (Walker, 1971). En la gráfica de M_d contra σ se ubica en el extremo más grueso del campo de los flujos piroclásticos (Fig. III-4).

La dispersión polimodal de las fracciones, su estructura masiva, el alineamiento de bloques y la presencia de tubos de degasificación, indican que el depósito es el resultado de una combinación de movimiento en masa y partícula a partícula (pseudofluidizado) con un alto contenido de gas como un medio intersticial, donde la presencia de bloques alineados nos muestra un incipiente desarrollo de un flujo laminar.

III.5.2.- Análisis de Componentes.

Para el análisis de componentes se seleccionó la fracción -1ϕ de la muestra VFC 95-3C', observándose lo siguiente: 44 % de *Apd* y 20 % de *Ad*. Sin embargo, hay un substancial aumento de accesorios alterados (*Aa*) con 34 %, y una disminución importante de material juvenil con relación a la unidad III, pues sólo contiene 1 % wt de escoria (*Ec*).

Correlación estratigráfica en la zona del Playón

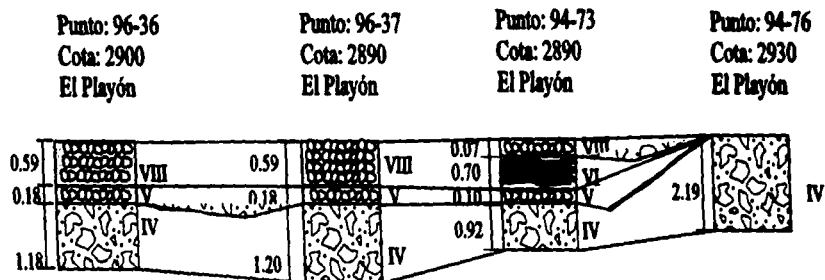


Fig. III - 27

Escala en metros.

Secciones estratigráficas de los puntos VFC 94-74, 75 y 95-4

Punto: 95-4
Cota: 2300
B. Cordobán E

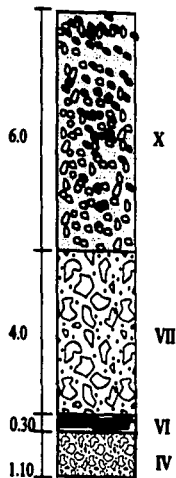


Fig. III- 17

Punto: 94-74
Cota: 2875
El Playón

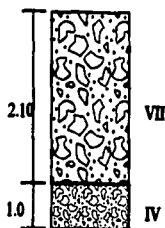


Fig. III- 16

Punto: 94-75
Cota: 2930
El Playón

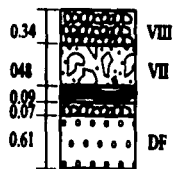


Fig. III- 13

Escala en metros.

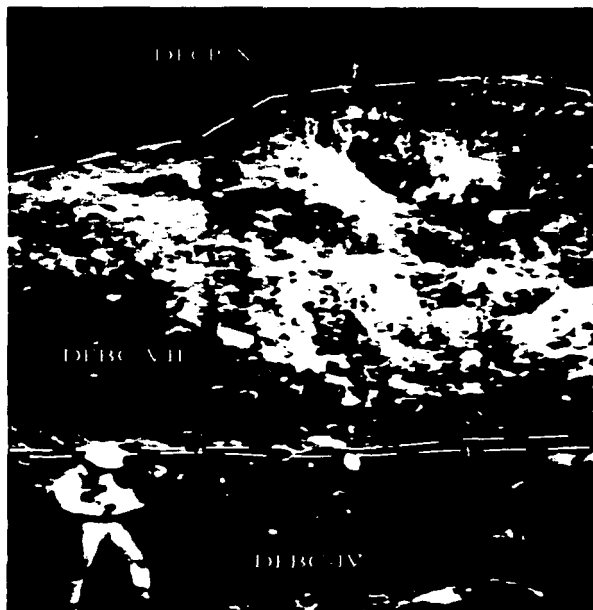


Foto III-2 Vista de los depósitos de las unidades DFBC IV, DS-VI, DFBC-VII y DFCP-X (punto VFC 93-2' cota 2300 msnm, Barranca Cordobán W)

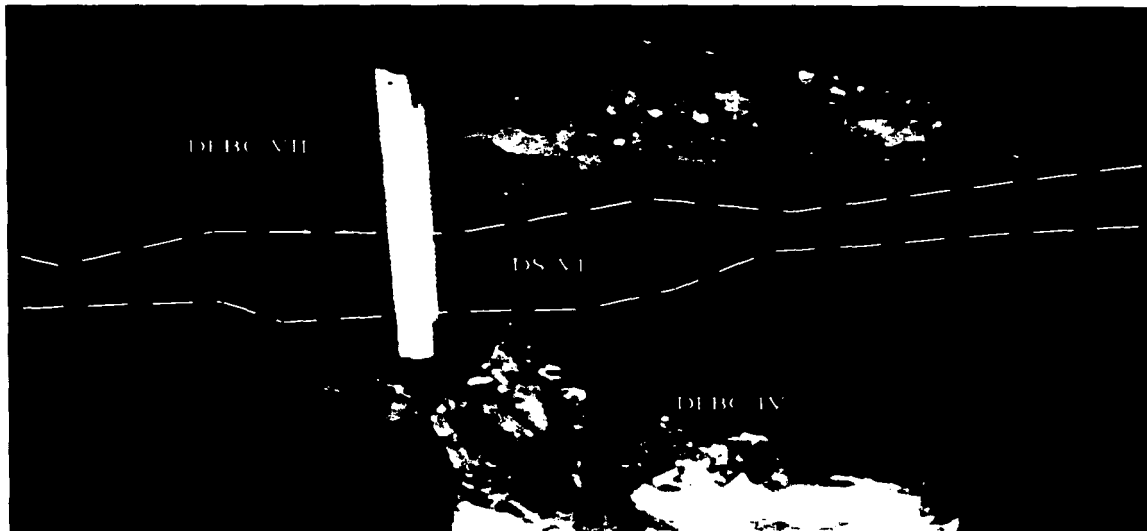


Foto III-4 Contacto entre las unidades de bloques y ceniza DFBC-IV, surge DS-VI y bloque y ceniza DFBC- VII
(Punto VFC 95-4, Barranca Cordobán E a 2300 manm)

III.6.- Unidad DCA-V: Depósitos de caída aérea.

Estratigráficamente se encuentra sobreyaciendo a la unidad de bloques y ceniza de tono rojizo (unidad IV) en la zona del Playón (VFC 94-73 y 74), mientras que en las faldas N-NE del Nevado de Colima, se encuentra sobreyaciendo a un horizonte de suelo de 5 a 10 cm de espesor (VFC 96-40 y 41; Fig. III-3). Del mismo modo, se observó que frecuentemente está subyaciendo a un horizonte compuesto por pómez y escoria de caída de espesor variable, excepto en el punto VFC 94-73, donde se encuentra subyaciendo a una secuencia formada por delgadas láminas de ceniza fina con un espesor de ~70 cm (Fig. III-9 y 27).

Esta unidad está formada por un depósito de color gris claro con espesores que varían entre 4.5 y 28 cm en los puntos VFC 95-64 y VFC 94-70 con un promedio de 15.4 cm. Sin matriz, el depósito está compuesto casi totalmente por líticos accesorios medianamente vesiculares con diámetros máximos de 2.3, 2.7 y 2.5 cm, pero en general del tamaño de la arena gruesa, de formas angulosas y con algunos fragmentos de pómez menores a 5 cm de diámetro (VFC 96-41). La unidad es poco compacta, regularmente seleccionada, tiene gradación inversa a excepción del punto VFC 96-41, donde es normal y sus contactos no son erosivos. A esta unidad se le clasificó como un depósito de caída aérea (DCA-V). Los depósitos de esta unidad fueron observados también en los flancos N-NE del Nevado de Colima (VFC 96-40, 41, 94-42 y VFC 95-64; Fig. III-3), donde tiene un espesor de 27 cm.

Para el cálculo de volumen se trazaron 4 isopacas (4, 10 18 y 28 cm, Fig. III-10) y usando un planímetro se calcularon las áreas para posteriormente hacer un cálculo de volumen para cada isopaca y de esta forma obtener un volumen total de 0.0045 km^3 (Tabla III-3).

III.6.1.- Granulometría.

Los análisis granulométricos de esta unidad son representativos para todo el depósito. La curva de distribución es ligeramente asimétrica con una tendencia hacia la parte fina. Es bimodal en 1ϕ y en 3ϕ (ver anexo IV), una media de (Md) de 0.05ϕ , una desviación estándar de (σ) de 0.93ϕ , y un 3.2 % wt de partículas $< 4 \phi$. En la gráfica de Md contra σ , se ubica dentro del campo de los depósitos de caída en el punto más fino (Fig. III-4).

Es un depósito bien seleccionado de acuerdo a los valores de Walker (1971) para los depósitos de caída. En el punto VFC 94-70, a 2 km de la fuente, presenta una ligera estratificación y una gradación primero inversa y luego normal, lo que sugiere que la curva de dispersión bimodal puede ser resultado de: a).- fluctuaciones en la altura de la columna por variaciones en el estilo eruptivo b).- aporte de material fino derivado de la elutriación de la parte fina de los flujos piroclásticos (Brazier, 1983; Carey y

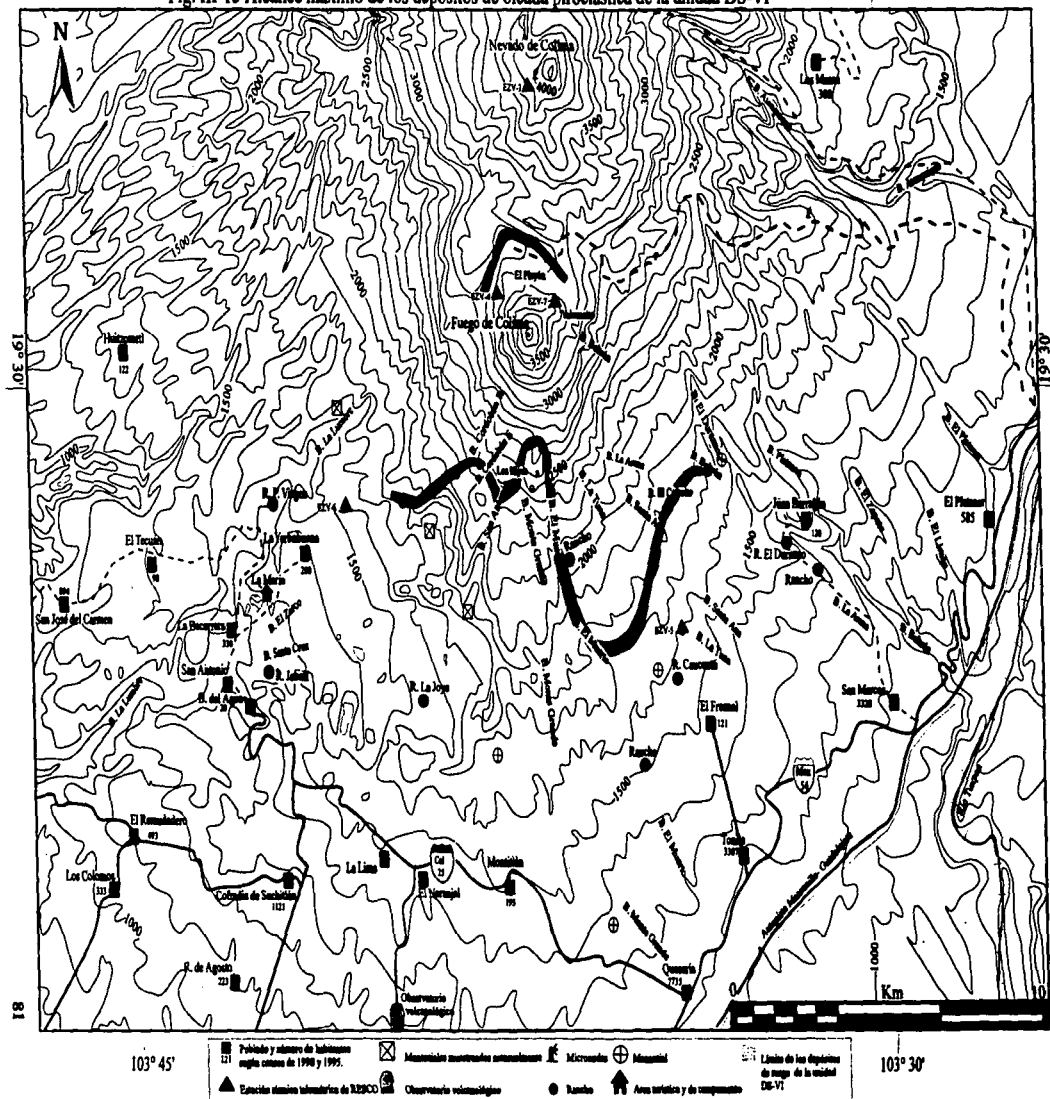
ESTA TESIS NO PUEDE SER REPRODUCIDA SIN LA PERMISIÓN

Sigurdsson, 1982).

III.6.2.- Análisis de componentes.

Para esta unidad se seleccionó la fracción -1ϕ (VFC 96-37A): 72 % corresponden a accesorios densos (*Ad*), 19 % a accesorios poco densos (*Apd*), 3 % de accesorios alterados (*Aa*) y 6 % de pómez beige (ver anexo V). Con relación a la unidad anterior, continúa el predominio de los fragmentos accesorios pero con un considerable aumento de clastos densos y una apreciable disminución de *Aa*. Pero lo más destacado es el aumento en el contenido de pómez juvenil beige (*Pb*).

Fig. III-15 Alcance máximo de los depósitos de oleada piroclástica de la unidad DS-VI



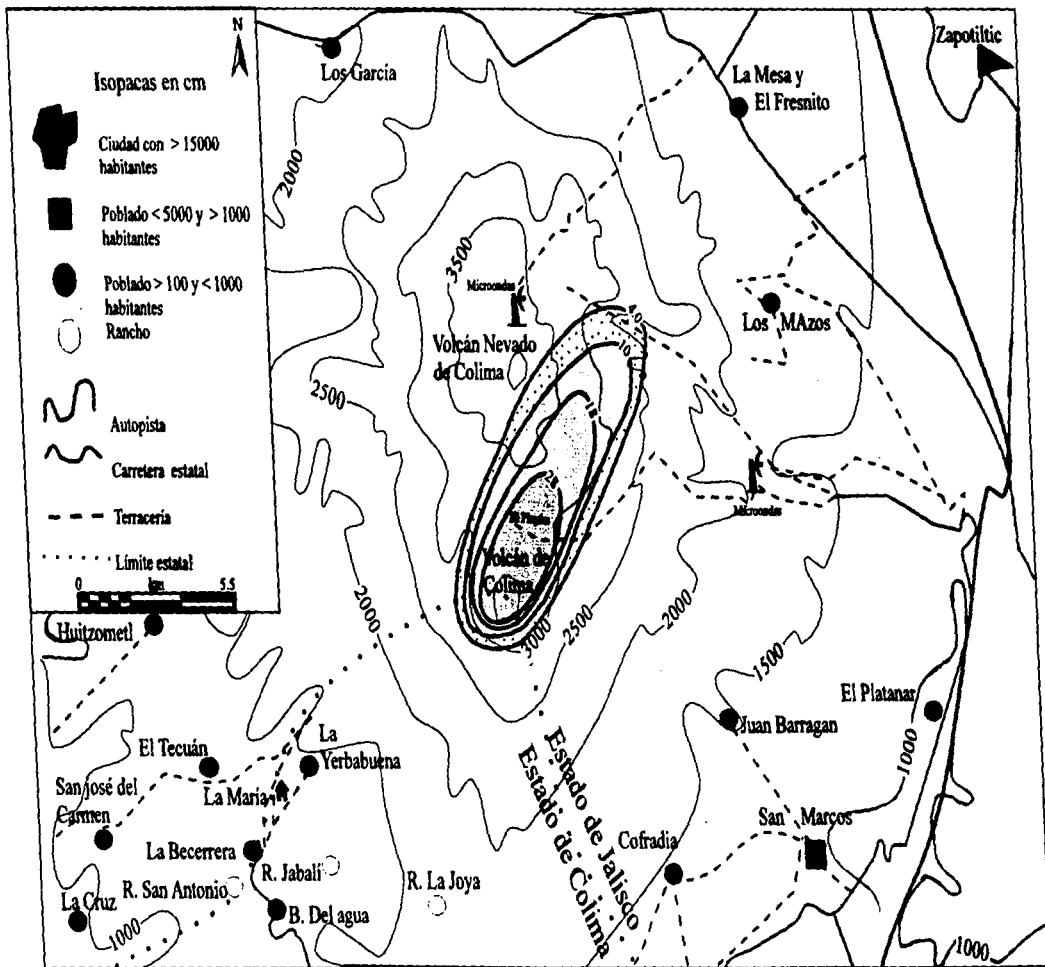


Fig. III-10 Isopacas de los depósitos de caída aérea producidos por la unidad DCA-V.

III.7. - Unidad DS-VI: Depósitos de oleada piroclástica (surge)

En la parte S del volcán, la unidad VI se observó sobreyaciendo discordantemente a los depósitos de la unidad IV (VFC 95-2' y 3'; Fig. III-2 y 11). Sin embargo, en la mayoría de las barrancas donde se reconoció esta unidad se encontró en la base de la secuencia estratigráfica separando a los depósitos de la erupción de 1913 de depósitos de suelos (VFC 95-95, 91, 82 y 39). En esta misma zona la unidad VI se observó invariablemente sobreyacida por los depósitos de la unidad VII en los puntos VFC 95-2', 3', 39, 82, 95, 91 y 39 (Fig. III-12 y 3; Foto III 2 y 4). Por otra parte, en la zona de El Playón (VFC-94-73) esta unidad sobreyace al horizonte de caída de la unidad V, que a su vez sobreyace a la unidad IV en este mismo punto (Fig. III-27. 3). En esta misma zona los depósitos de la unidad VI son sobreyacidos por la unidad VII en el punto VFC 94-75 (Fig. III-13) y por un horizonte de depósitos de caída compuesto de pómez en el punto VFC 94-73 (Fig. III-14).

La unidad VI consiste de un depósito de color gris claro, rosado y beige con espesores de 0.2 cm en (VFC 95-2'; Fig III-11, Foto III-2) a ~ 70 cm (VFC 94-73, Fig. III-9); consta de ceniza fina en la que están inmersos de manera ocasional líticos con diámetros menores a los 5 cm. Presenta una estratificación cruzada y laminar (VFC 94-73 y 75) a 2 km del volcán y masiva, laminar (VFC 95-82 y 95-4, 95-95, 91 y 39) a 4.5, 11 y 7 km respectivamente. Su espesor no suele ser constante y sus contactos son erosivos. Es poco compacta, regularmente seleccionada y en ocasiones presenta fragmentos de carbón (VFC 95-39, Fig. III-3).

Los depósitos de la unidad VI están ampliamente distribuidos hacia el S, donde los tenemos hasta una distancia máxima de 8.5 y 11.2 km (VFC 95-91 y 46) en las barrancas de La Lumbre y La Arena y a 7.5 km en la Barranca del Muerto (VFC 95-30). Hacia el N estos depósitos se observaron (VFC 94-73 y 75) a una distancia aproximada de 2 km del volcán (Fig. III-15).

No fue posible calcular el volumen de esta unidad debido a lo reducido e inconsistente de su espesor. De acuerdo a las características de esta unidad, se clasificó como un depósito derivado de una oleada piroclástica o *surge* (DS-VI).

III.7.1.- Granulometría.

Los análisis granulométricos presentan una curva de distribución asimétrica ligeramente bimodal en -4.5ϕ y 2ϕ con una asimetría cargada hacia la parte fina (anexo IV). Presenta una mediana (Md) de 1.6 ϕ y una desviación estándar (σ) de 2.5 ϕ , lo que indica una selección de regular a mala (Walker, 1971). Presenta un 28 %wt de partículas $< 4 \phi$ y junto con las unidades II y IX se encuentran en el campo de las oleadas piroclásticas (*surges*) en la gráfica de Md contra σ (Fig. III-4). Los depósitos de esta unidad

presentan una estratificación laminar y cruzada, lo que indica una variación en el régimen de flujo de laminar a turbulento, mientras que el valor de la media indica que el transporte de las partículas pudo ser por saltación y tracción (Sheridan *et. al.*, 1987).

III.7.2.- Análisis de componentes.

Se seleccionó la fracción -1 ϕ (VFC-954B) lo que mostró que la unidad VI está compuesta por 41 % de *Apd*, 41 % de *Ad* 13 % de *Aa*, 4 % *Pb* y 1 % de cristales (*Cr*) (anexo V). Con relación a la unidad anterior se observó una disminución considerable de accesorios densos y un aumento en la misma proporción de accesorios poco densos. El contenido de pómez beige casi permanece constante y aparece una mínima fracción de cristales (Fig. III-4 y Tabla III-2).

III.8.- Unidad VII: Depósitos de flujos piroclásticos de ceniza y bloques.

Esta unidad VII sobreyace a la unidad VI, lo que se observó de manera clara en los puntos VFC 95-4, 2', 39, 82 y 91 (Fig. III-2). Una excepción la representa el punto VFC 94-74, donde sobreyace de manera discordante sobre los depósitos de bloques y ceniza (rojizos) de la unidad IV (Fig. III-16).

Es importante destacar el cambio de textura que presenta esta unidad en las barrancas Cordobán E y W en los puntos VFC 95-2' y VFC 95-4 (Fig. III-11 y 17; Fotos III-2 y 5). En el primero, la unidad VII está representada por un depósito con alto contenido de bloques, mientras que en el segundo se observó un depósito de ceniza con bloques ocasionales, tal y como ocurre en la zona del Playón (VFC 94-71, 74, 75 y 81) y en los puntos VFC 95-4 y VFC 96-7 ubicados en las barrancas Cordobán y San Antonio, al S del volcán (Fig. III-28). Mientras que los depósitos con un alto contenido de bloques se depositaron casi exclusivamente en las barrancas ubicadas al S-SE y SW del volcán, en ambos casos la unidad VII siempre sobreyace a la unidad VI (Fig. III-11, Foto III-2).

Sobre los depósitos de la unidad VII se observó una unidad de color café claro compuesta por ceniza, pómez y escoria (VFC 94-88, VFC 95-2', 3', 4, 39, 82 y 95), en las barrancas que radian al S-SE y SW del volcán. Lo anterior se visualiza mejor en la correlación estratigráfica de las figuras III-3 y 12.

La descripción de la unidad VII se hizo tomando en cuenta las diferencias texturales mencionadas. A continuación se describirán primero los depósitos con un alto contenido de bloques:

Se trata de un depósito de color gris con espesores que varían de 1 m (VFC 96-24) a 9 y 12 m (VFC 95-95 y 2'). En algunos sitios (VFC 95-2', 95 y 94-88) esta unidad está compuesta por una serie de horizontes de flujo con características texturales similares y separadas una de otra por pseudoplanos de estratificación no siempre erosivos (Fig. III-3 y 18). En general tiene una escasa matriz de ceniza en la que

están inmersos bloques de material accesorio densos y poco densos que van de angulosas a subangulosas con diámetros máximos de 0.20, 0.30, 0.40, 0.40, 0.50 y 0.60 m. El depósito está mal seleccionado, caótico y está soportado por bloques. Es regularmente compacto, tiende a gradarse de forma inversa con contactos erosivos y muestra casi en todos sus afloramientos marcas de degasificación. Ocasionalmente presenta fragmentos de carbón (punto VFC 95-5, Fig. III-1 y Foto III-2).

En contraste, los depósitos que presentan un escaso contenido de bloques (ubicados principalmente en la zona del Playón) son de color gris claro con ocasionales manchones rojizos (por alteración hidrotermal, punto VFC 94-74), tienen espesores que varían entre 2.10 y 2.20 m (VFC 94-74 y 96-7) y de 4 a 8 m (95-4 y 94-81; Fig. III-16 y 17). Están compuestos por una matriz de ceniza en la que se encuentran inmersos clastos accesorios densos y poco denso, así como escaso material juvenil denso y escoriáceo con diámetros \leq a 5 cm y con bloques ocasionales. Son poco compactos, regularmente seleccionados con contactos erosivos y en ocasiones contienen fragmentos de carbón (VFC 95-4, Fig. III-27, Fotos III-4, 5).

Los depósitos de la unidad VII se encuentran ampliamente distribuidos en las barrancas que circundan la parte S del volcán (Fig. III-19). Alcanzan por el SW una distancia de casi 10 y 11.2 km en las barrancas El Zarco y La Lumbre (puntos VFC 95-91 y 97). Al S llegan a una distancia de 9.2 km sobre la Barranca La Tuna (VFC 96-25) y al SE a una distancia de 8 km sobre las barrancas La Arena (VFC 95-46) y Beltrán (VFC 95-39), así como a una distancia de 2 km hacia el N-NW en la zona de El Playón (VFC 94-74). Esto se ilustra de manera más clara en la tabla III-4.

Como se puede ver en la tabla III-4, el volumen calculado para esta unidad es de 18,000,000 m³ (0.018 km³).

De acuerdo a las características texturales así como a las estructuras que presentan los diferentes depósitos que conforman la unidad VII, se le ha clasificado como una serie de depósitos de flujos piroclásticos de ceniza y de ceniza y bloques (DFBC y DFC-VII). Aunque esto sólo puede indicar que se trata de dos *facies* de un mismo tipo de flujo piroclástico.

III.8.1.- Granulometría.

Los análisis granulométricos presentan una curva de distribución polimodal en 2 ϕ , -3 ϕ y -4 ϕ , con una asimetría cargada hacia la porción gruesa (anexo IV), con un valor Md de -0.20 ϕ y una desviación estándar (σ) de 2.83 ϕ , lo que equivale a una pobre selección. Estos valores representan a la granulometría de la matriz para los depósitos con alto contenido de bloques y son representativos de los depósitos con un escaso contenido de bloques (VFC 95-4, Fig. III-4). Para los primeros además se hizo un conteo de bloques

mayores a 5 cm en 1m² para mostrar la proporción de bloques por unidad de área (Tabla III-1).

Estos depósitos en general se presentan masivos y con una gradación inversa, lo que muestra que su movimiento fue principalmente por flujo denso, donde predominan la fuerza de gravedad y fuerzas dispersivas por transmisión de impulso (*momentum*). La presencia de tubos de degasificación indican la presencia de gases.

III.8.2.- Análisis de componentes.

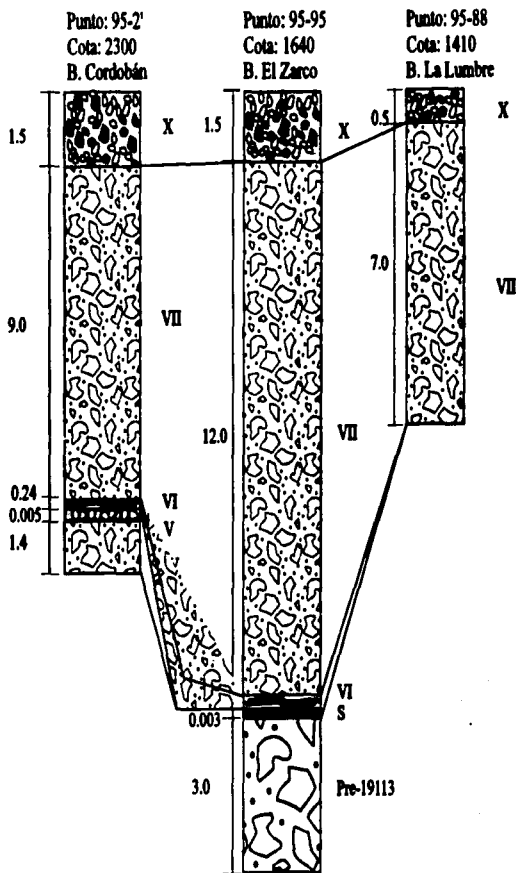
Los resultados obtenidos de los análisis de componentes se derivaron de 2 muestras que representan las 2 diferentes texturas o facies reconocidas para esta unidad:

a).- Para los depósitos con alto contenido de bloques el análisis se hizo tomando la fracción -1 ϕ de la muestra 95-2'A: 39 % de *Apd*, 38 % de *Ad*, 3 % de *Aa*, 3 % de *Ec* y 17 % de *Pb* (anexo V). En relación a los datos de la unidad anterior, se observó una clara tendencia al aumento de pómez juvenil beige de 4 % a 17 % y una disminución de accesorios alterados. En cambio la cantidad de líticos accesorios poco densos y densos se mantiene casi en la misma proporción.

b).- Para los depósitos con escaso contenido de bloques, también se analizó la fracción -1 ϕ de la muestra 95-4A , obteniendo los siguientes resultados: 50 % de *Apd*, 41 % de *Ad*, 1 % de *Aa* y 8 % de *Pb*.

Aunque el aumento de pómez es menor que en el punto VFC 2'A, es el doble que en la unidad DS-VI. Esto indica que los dos tipos de texturas reportadas para la unidad VII pertenecen a la misma unidad, ya que los análisis de componentes mostraron que ambos depósitos están compuestos casi por el mismo tipo y cantidad de componentes (Tabla III.2 y Fig. III-5).

Correlación estratigráfica entre los puntos VFC 95-88, 95 y 2.



S= Suelo.

Escala en metros.

Fig. III- 18

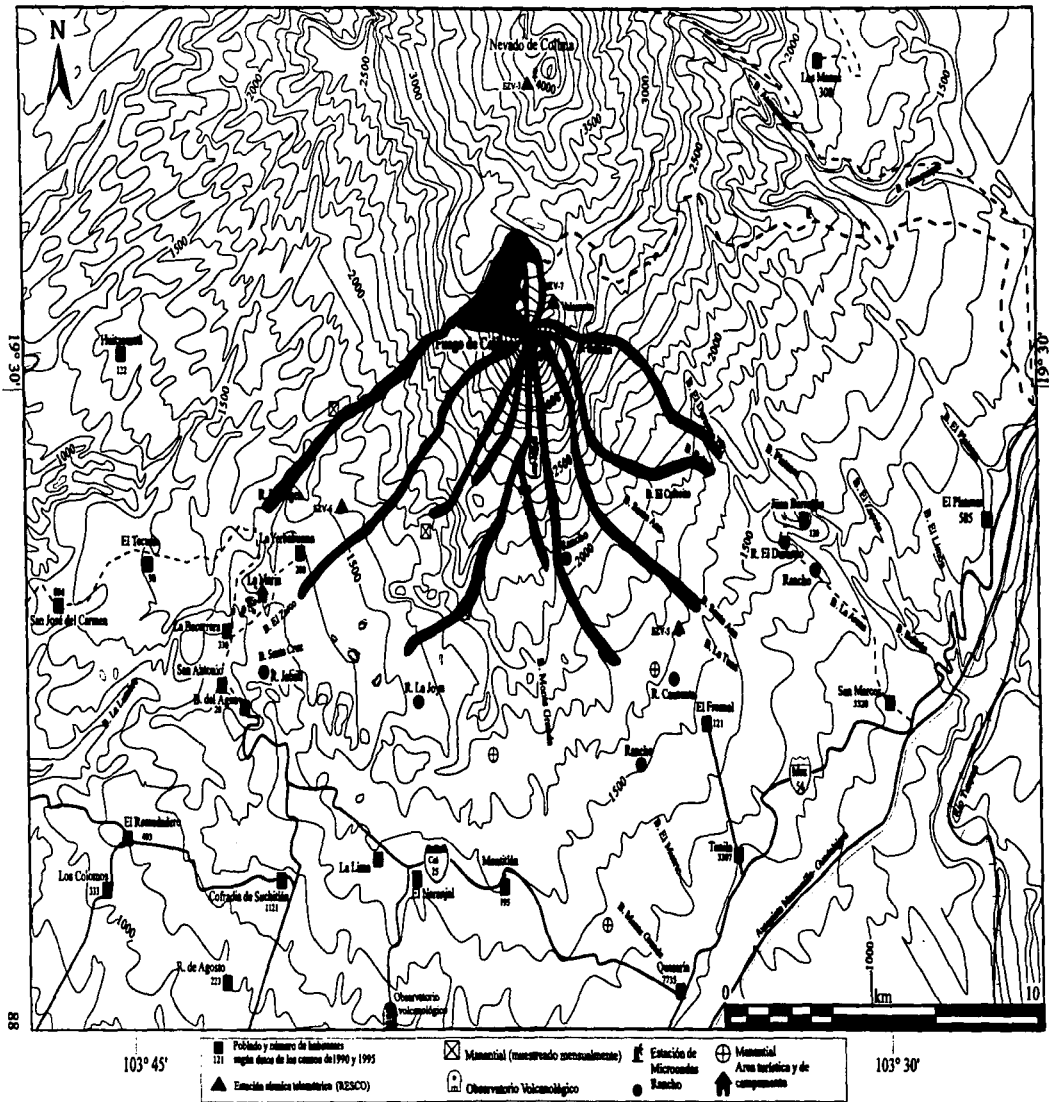


Tabla III-4: Volumen y alices de los flujos piroclásticos de bloques y ceniza de la unidad VII

Barranca	Alcance máximo en km	Punto	Espeor promedio en m	Espeor en km	Area en km ²	Volumen en km ³
Beltrán	8.65	VFC 95-5	7.00	7.00E-03	0.17	0.0012
Arena	7.90	VFC 95-16	5.00	5.00E-03	0.16	0.0008
La Tuna	9.20	VFC 96-24	3.00	3.00E-03	0.18	0.0006
El Muerto	7.90	VFC 95-30	2.00	2.00E-03	0.16	0.0003
M. Gamde	4.60	VFC 95-82	4.00	4.00E-03	0.09	0.0004
San Antonio	9.00	VFC 96-2	4.00	4.00E-03	0.23	0.0009
Cordobán E	3.50	VFC 95-4	4.00	4.00E-03	0.11	0.0004
Cordobán W	3.20	VFC 95-2'	9.00	9.00E-03	0.06	0.0006
El Zarco	9.50	VFC 95-95	6.00	6.00E-03	0.19	0.0011
La Lumbre	9.00	VFC 95-87	6.00	6.00E-03	0.23	0.0014
El Playón	2.60	VFC 94-81	4.00	4.00E-04	2.50	0.0010
Total =						0.0086

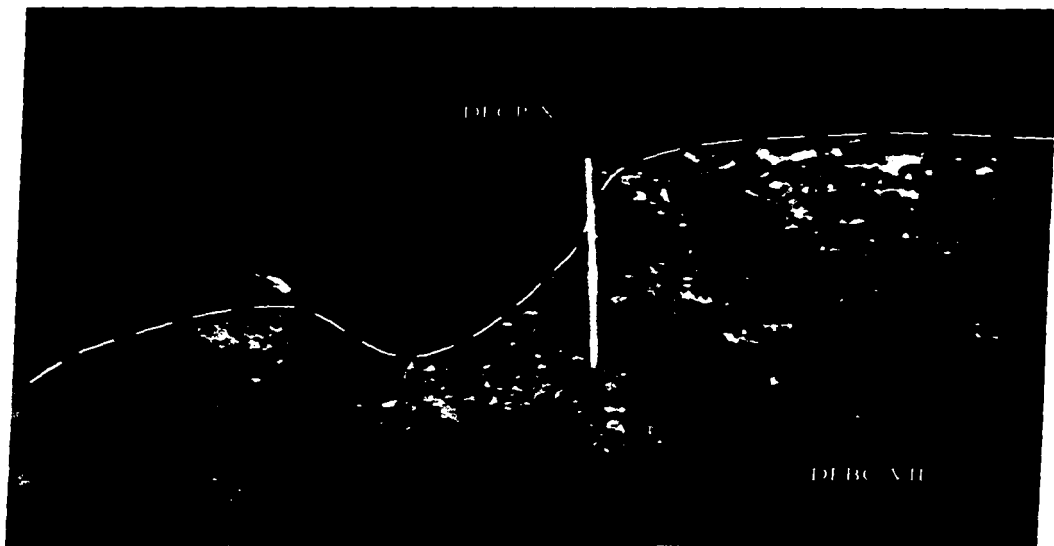


Fig. III-5 Contacto entre las unidades de bloques y ceniza VII y de pómez y ceniza X, en la Barranca Cordobán E. (punto VFC 95-4 cota 2300 msnm)

Correlación estratigráfica de la unidad VII

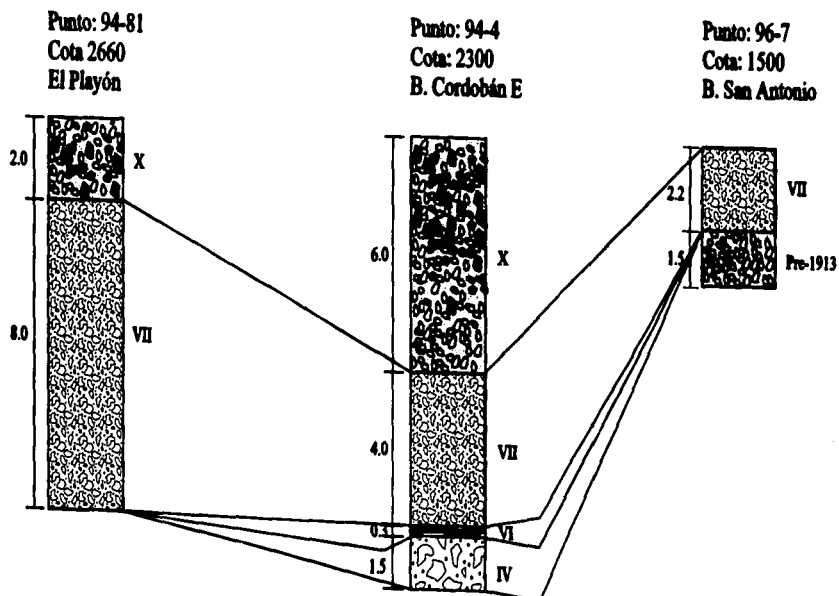


Fig. III- 28

Escala en metros.

III.9.- Unidad DCA-VIII: Depósitos de caída aérea.

Para analizar esta unidad se ubicaron, describieron y muestrearon un total de 68 puntos, los cuales están ubicados principalmente sobre los flancos N y NE del Nevado de Colima, así como al W y S del Volcán de Colima (Fig. III-3).

La unidad VIII sobreyace a la unidad VII (Fig. III-20, 29). Sin embargo, en El Playón esta unidad se observó en posición discordante sobre la unidad V (VFC 96-36, 37 y 94-70, Fig. III-27), sobre la unidad VI (VFC 94-74) y en medio de dos depósitos de ceniza, pómez y escoria de color café claro de la unidad X en el (VFC 94-82; Fig. III-3 y 14). Hacia el N y NE del volcán en las faldas del Nevado de Colima, sobreyace a un pequeño horizonte de suelo de 5 a 20 cm de espesor y a la unidad V (VFC 96-40, 41, 94-42 y 9564; Fig. III-3). Los depósitos de esta unidad presentan espesores que varían de 1 m (VFC 94-84) a 2 km del volcán hasta menos de un milímetro en la Ciudad de Saltillo, Coah., a más de 700 km de distancia del volcán (Tabla III-5).

Los depósitos están compuestos por pómez de formas subangulosas de densidad igual a 1500 kg/m³ de color beige con tonos grises y con algunas bandas rosas y grises en su interior, de regular a poco vesicular y con un diámetro máximos de 25 cm (VFC 96-36 y 37) a 2 km de la fuente y de 2 y 1.5 cm a 13 km de la fuente (VFC 94-40, 95-65 y 69, Fig. III-3). Además, contiene en menor proporción escorias con una densidad comprendida entre 1600 y 2000 kg/m³ de color gris oscuro, poco vesicular y con diámetros hasta de 25 cm a 2 km, y de 5 cm a 6 km del volcán (VFC 95-37, 95-8, 9 Y 34). Los clastos accesorios se pueden dividir en poco densos o regularmente vesiculares y densos o poco vesiculares. Ambos tipos de líticos suelen presentarse en diferentes proporciones, dependiendo de la distancia a la fuente y algunos presentan tonos rojizos ó verde claros. Sus formas normalmente son angulosas, mientras que el diámetro varía de 30 a 40 cm en su parte proximal (VFC 96-36 y 37) a 2 km de distancia (proyectiles de trayectoria balística). El diámetro de la pómez es menor a 1 cm a 13 km de la fuente (VFC 95-69) y del tamaño de la arena y arcilla en los puntos más distantes como Ciudad Guzmán (Fig. III-21).

Esta unidad normalmente es poco compacta, de regular a bien seleccionada y en algunos casos consta de hasta 4 horizontes con una alternancia en la gradación normal-inversa (VFC 94-84, 96-40). Los contactos de esta unidad no son erosivos.

Por las características texturales y estructuras que presenta esta unidad, se ha clasificado como un depósito de caída aérea (DCA-VIII).

Estos depósitos se encuentran ampliamente distribuidos hacia el N-NE del volcán, sobre las faldas del Nevado de Colima y se asocian a la ceniza que cayó en ciudades como Saltillo y San Luís Potosí, reportadas por el diario *El Imparcial* en 1913 (Tabla III-5). Hacia el S su distribución es limitada y solo se observó a 3 km en la cima de los domos llamados Los Hijos. Hacia el W se observó a 3 km de distancia en

el punto VFC 96-30 y hacia el E-SE se observó en el punto VFC 95-8, a 6 km de distancia. Testigos de la erupción señalan que el material de esta unidad llegó hasta el poblado de San Marcos, ubicado a 14 km al SE del volcán. Es posible que el material de esta unidad haya llegado a lugares más lejanos pero no se cuenta con mayor información. Además, el material en muchos lugares ya fue erosionado.

Los datos obtenidos en el Archivo General de la Nación, en el Archivo Histórico de Guadalajara, y en la información reportada por Waitz (1915, 20 y 35) y Arreola (1913), indican que el área cubierta por la unidad VIII (caída de ceniza) fue de al menos 164,918.8 km² (Fig. III-22 y Tabla IV-6). Quedando afectadas hacia el NE ciudades como Ciudad Guzmán con 15 cm de espesor donde provocó el colapso de techos y considerables pérdidas para la agricultura y hacia el N-NE Guadalajara, donde Waitz (1915) reportó 0.5 mm (pero de acuerdo a los espesores que se reportaron en poblados cercanos a de esta ciudad pudo ser mayor, por lo que en este trabajo se consideró del orden de 0.5 cm), así como Aguascalientes y Fresnillo. Hacia el NE aunque en menor grado, se registró ceniza en ciudades como León, Guanajuato, Irapuato y Zamora (Fig. III-22 y Tabla IV-6).

El volumen de esta unidad se calculó usando el método de Fierstein y Nathenson (1992), Pyle (1995) y por el método del trapecioide (Fierstein y Nathenson, 1992, anexo II), así como por el método convencional de áreas multiplicadas por espesores. Los resultados de los cálculos muestran diferencias notables entre un método y otro. Por el método de Fierstein y Nathenson (1992) y mediante el trapecioide el volumen calculado fue de 0.99 y 1.08 km³ respectivamente, mientras que por el método convencional se obtuvo un volumen de 0.16 km³. Así la deferencias entre los diferentes métodos es de un orden de magnitud (Tabla IV- 6 y 7).

Se calculó el volumen DRE (roca densa) usando el volumen de 0.99 km³ por medio del método de Fierstein (1992) modificado por Komorowski (1996; anexo II), con lo que se obtiene un volumen de 0.16 km³ de líticos y 0.15 km³ de magma, lo que arroja un total de 0.31 km³ DRE.

Punto: 94-78
Cota: 2930
El Playón

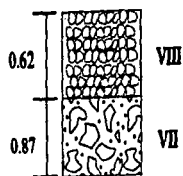


Fig. III-20

Punto: 9470
Cota: 3000
El Playón

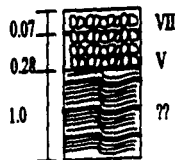
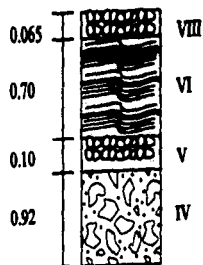


Fig. III-29

Punto: 94-73
Cota: 2890
El Playón



Escala en metros.

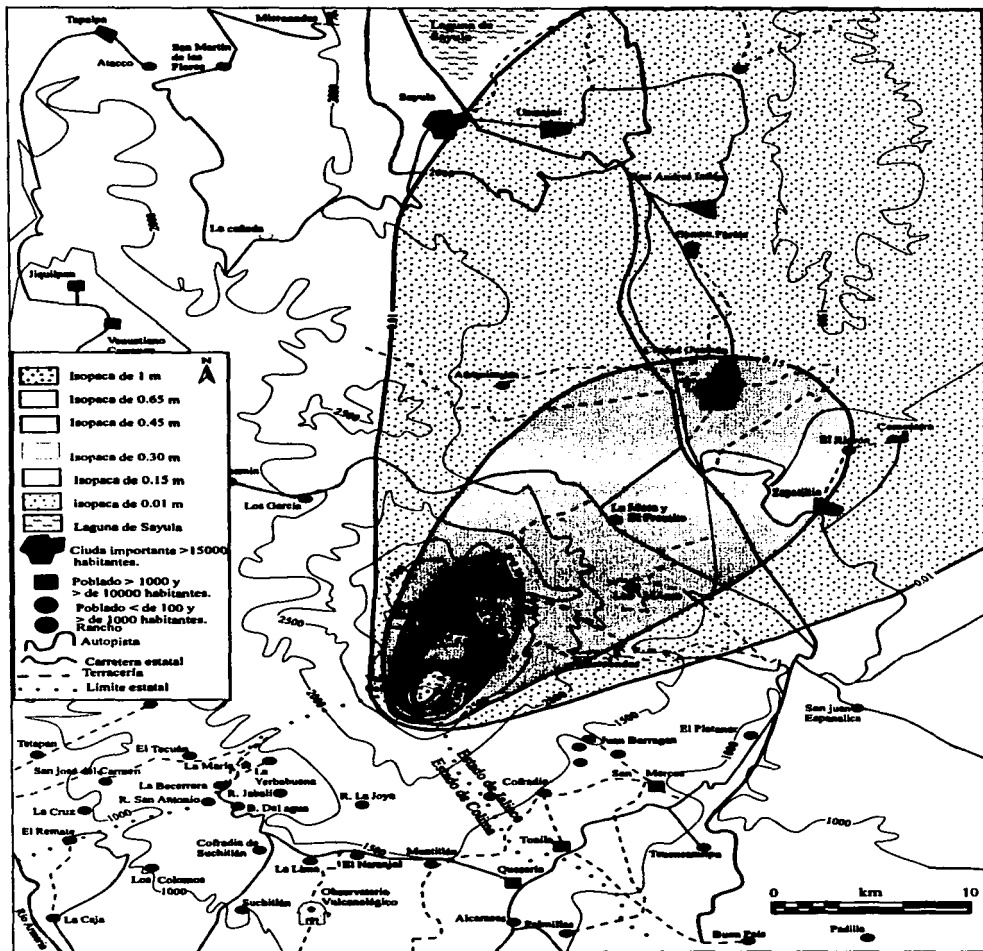


Fig. III-21 Isopacas de los primeros 50 km de los depósitos de caída aérea de la unidad VIII de la erupción de 1913.

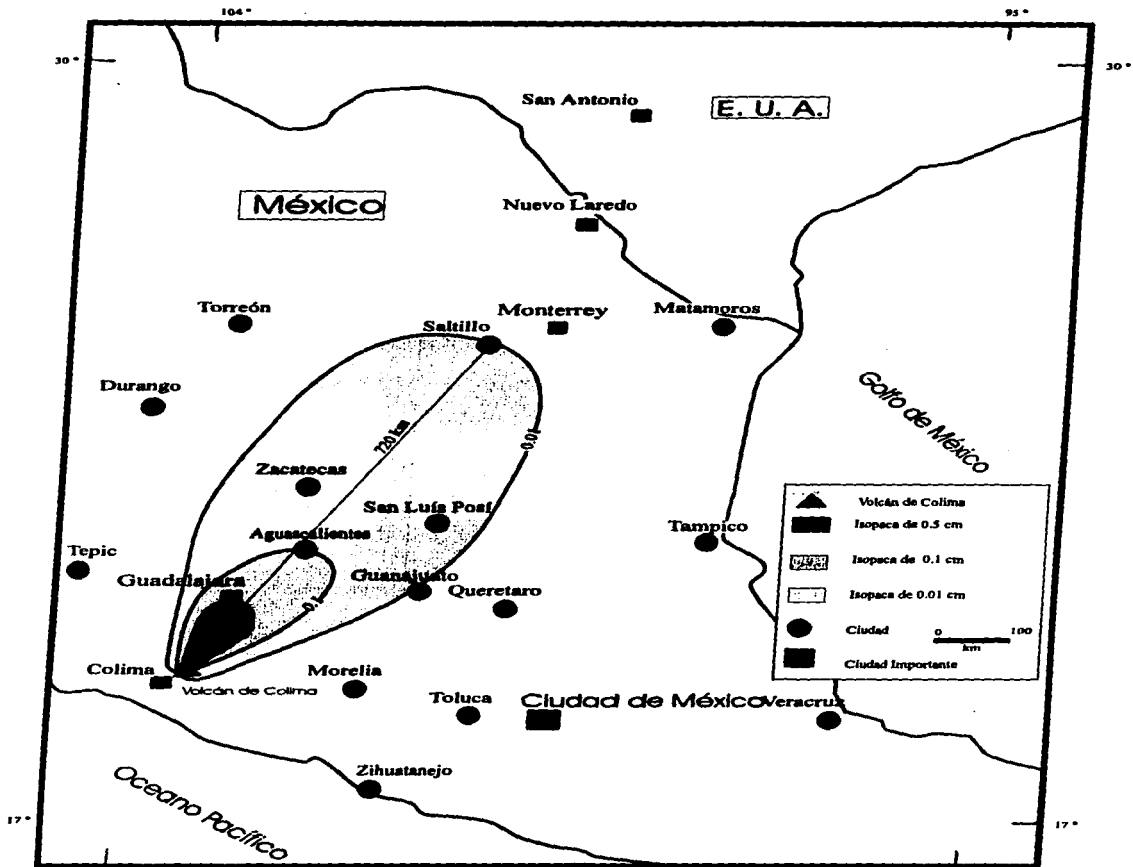


Fig. III-22 Alcances distales de los depósitos de caída aérea producidos durante la fase III de la erupción de 1913.
 (Modificada de Komorowski et., al 1994.)

Bloques por trayectoria balística.

Es importante señalar que junto con los depósitos de la unidad VIII se depositaron bloques que fueron expulsados del volcán como proyectiles de trayectoria balística. Se considera importante anexar en este espacio los alcances de estos bloques.

Las descripciones de la erupción de 1913 de Waitz (1915, 1920 y 1935) y Arreola (1913) no proporcionan datos al respecto y los testigos de la erupción sólo señalan que en cada explosión veían como eran lanzados bloques hacia la atmósfera.

Por su parte, el trabajo de campo no aportó información nueva debido a que se han borrado las evidencias de impactos por efecto de la erosión y del tiempo que ha transcurrido desde la erupción. Sin embargo, se encontraron algunos bloques inmersos en los depósitos de caída cuyas dimensiones > 20 cm de diámetro sugieren que siguieron trayectorias balísticas para su emplazamiento, ya que por su diámetro y densidad no pudieron haber sido transportados por la columna ni desviados por la acción del viento, por lo que tuvieron que desacoplarse rápidamente de la columna eruptiva al agotarse la energía cinética con la que fueron expulsados (Wilson, 1976).

Los puntos en donde se observaron bloques > 20 cm de diámetro son el VFC 96-36 y 37 a 2 km de distancia al N de la fuente (dentro de los depósitos de caída) y de casi 10 cm diámetro en el punto VFC 96-40 a más de 4 km al N de la fuente. En el S se observaron algunos fragmentos de pómez de 3 y 4 cm de diámetro en los domos llamados "Los Hijos", a una distancia de 3.2 km de la cima del volcán que comparados con los diámetros de pómez (3.5 a 5.1 cm) observados en los puntos VFC 95-80 y 79 ubicados a 3.2 y 3.7 km al N-NE, nos confirman que la pómez encontrada en los domos Los Hijos fue producto del mismo depósito de caída.

Algunos datos de erupciones pasadas menos violentas dan una idea más clara sobre el alcance que pudieran tener los impactos por trayectoria balística en caso de presentarse una erupción como la de 1913. En la erupción de 1885 (Bárcena, 1887) los bloques alcanzaron hasta 7 km de distancia hacia el N del volcán. Asimismo, en la explosión de 1909 (Waitz, 1935) las bombas alcanzaron una distancia de 3 km del volcán y formaron cráteres de impacto de 1.5 hasta 2 m de diámetro. En 1994, la explosión del domo lanzó bloques de 1 m de diámetro al menos a 2 km de distancia, formando cráteres de impacto de hasta 4 m de diámetro (Saucedo *et al.*, 1995; Gavilanes *et al.*, 1996; GVN Navarro *et al.*, 1994). Se estima que en una erupción como la de 1913, los impactos balísticos podrían afectar un radio de al menos 7 km (Fig. III-23).

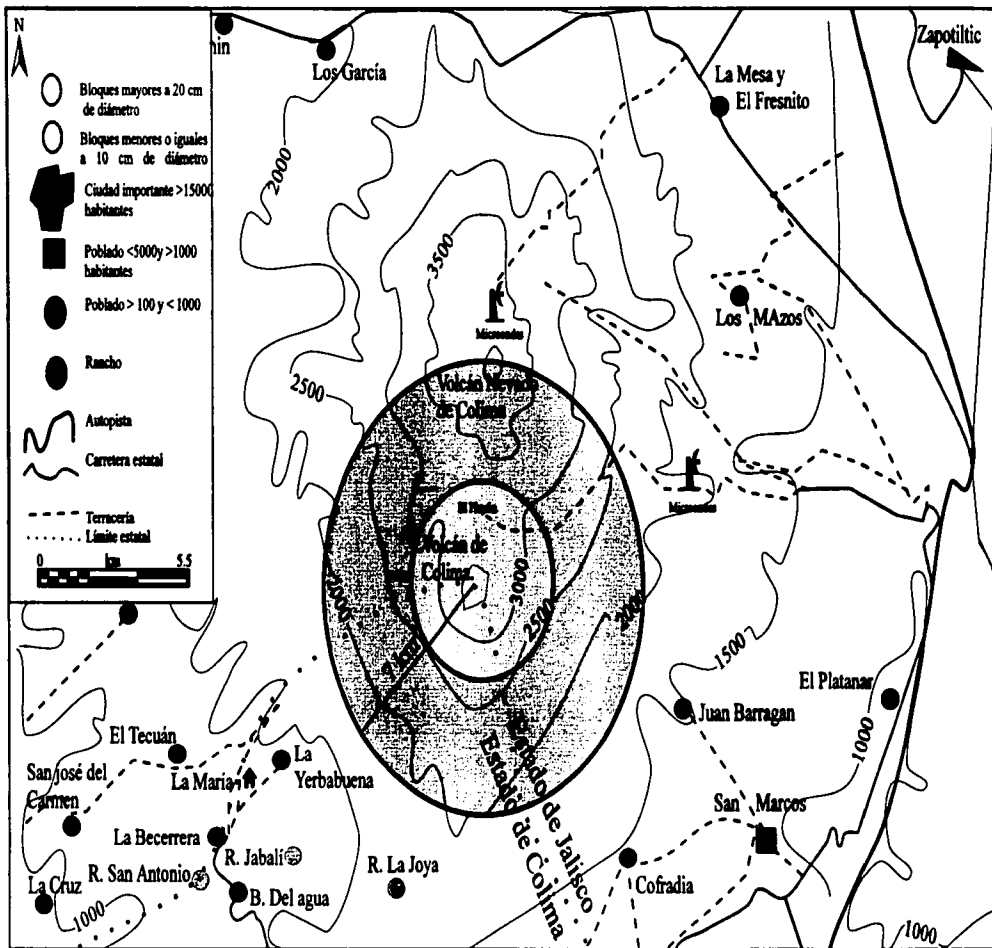


Fig. III-23 Posible alcance de los bloques de trayectoria balística durante la erupción de 1913.

III.9.1 - Granulometría.

Se presentan los resultados de 13 análisis granulométricos, (Tabla III-6) los cuales representan las características de la unidad a diferente distancia del volcán. Se graficaron los valores de la mediana contra la distancia, para visualizar los cambios en la granulometría del depósito con la distancia a la fuente. Se observa que a medida que la distancia a la fuente aumenta, el diámetro de la mediana y moda (M_d) tienden a disminuir (Fig. III-24 y anexo IV), mientras que la desviación estándar (σ) presenta algunas fluctuaciones de poca importancia, pero en general permanece casi constante (de 1 a 1.95 ϕ ; Fig. III-4).

Las curvas de distribución son polimodales en -4 ϕ , -3 ϕ , -2 ϕ y 2 ϕ , (anexo IV) en los puntos más cercanos a la fuente, donde además se observa que presentan una tendencia hacia la parte gruesa, posiblemente influenciadas por un aumento en fracción gruesa derivada de los depósitos de trayectoria balística (Fig. III-4).

Este tipo de curva (polimodal), también la presentaron los depósitos de caída aérea derivados de la erupción del volcán Santa Helena en la erupción del 18 de mayo de 1980, aunque en muestras tomadas a una mayor distancia. Para este caso Carey y Sigursson (1982) señalan que la naturaleza polimodal de los depósitos representa la fragmentación original, un complejo proceso depositacional o una combinación de ambos.

A mayor distancia, las curvas de distribución de tamaños presentan una distribución casi normal (anexo IV punto VFC 95-74, 70 y 72). Esto se puede explicar con las observaciones de campo, pues en las partes cercanas a la fuente esta unidad presenta hasta 4 horizontes (VFC 95-84) a 2 km de la fuente y a medida que la distancia aumenta, los horizontes van disminuyendo hasta presentar solo uno o dos (VFC 95-70 y VFC 95-63, 62), a 12.8 y 12 km de la fuente. Las curvas polimodales en las áreas proximales posiblemente reflejen fluctuaciones en la altura de la columna o variaciones en el estilo eruptivo, lo que incide directamente en el tipo y características del depósito (Carey y Sigursson, 1982).

Las 13 muestras delimitan el campo de los depósitos de caída aérea en la figura III-4. En promedio, esta unidad presenta una mediana (M_d) de $-1 \pm 1 \phi$ y una desviación estándar (σ) de $1.5 \pm 0.4 \phi$, así como un 56.5 %wt de partículas $< 0 \phi$ y 20.4 %w $< 4 \phi$ (Tabla III-1). Es importante añadir que las erupciones *plinianas* se caracterizan por presentar al menos el 50 % de partículas $< 0 \phi$ (Suzuki, 1973; Wilson *et. al.*, 1978).

Los valores de M_d y σ varían de - 0.05 a -2.3 y de 1.1 a 1.9 respectivamente. Los cuales son comparables a los que han presentado otros volcanes en erupciones similares como se puede apreciar en la siguiente tabla:

Volcán	Estilo eruptivo	M_d en ϕ	σ en ϕ	Referencia
Montaña Blanca, Tenerife	Sub-Pliniano	-1.5 a -3.5	0.8 a 1.5	Ablay <i>et al.</i> 1995
Furnas, Anzores	Sub-Pliniano	-1.3 a -3.2	1 a 2.4	Cole <i>et al.</i> 1995
Terceira, Anzores	Sub-Pliniano	-0.2 a -0.6	1.1 a 1.5	Self, 1976
Nevado de Toluca, México	Pliniano	1 a -4	0.9 a 2	Bloofield <i>et al.</i> 1977

III.9.2.- Análisis de Componentes.

Para el análisis de componentes de esta unidad se seleccionó la fracción -1ϕ de 5 muestras distribuidas a diferentes distancias. El resultado de los análisis es el siguiente: 41 % de pómez (P_b) y 4 % de escorias (E_c). Los clastos accesorios poco densos y densos (A_{pd} , A_d), disminuyen de 39 a 16 % y de 38 a 30 % respectivamente (Tabla III-2, 7 y Fig. III-5). En relación con la unidad anterior hay un claro aumento en el contenido de material juvenil.

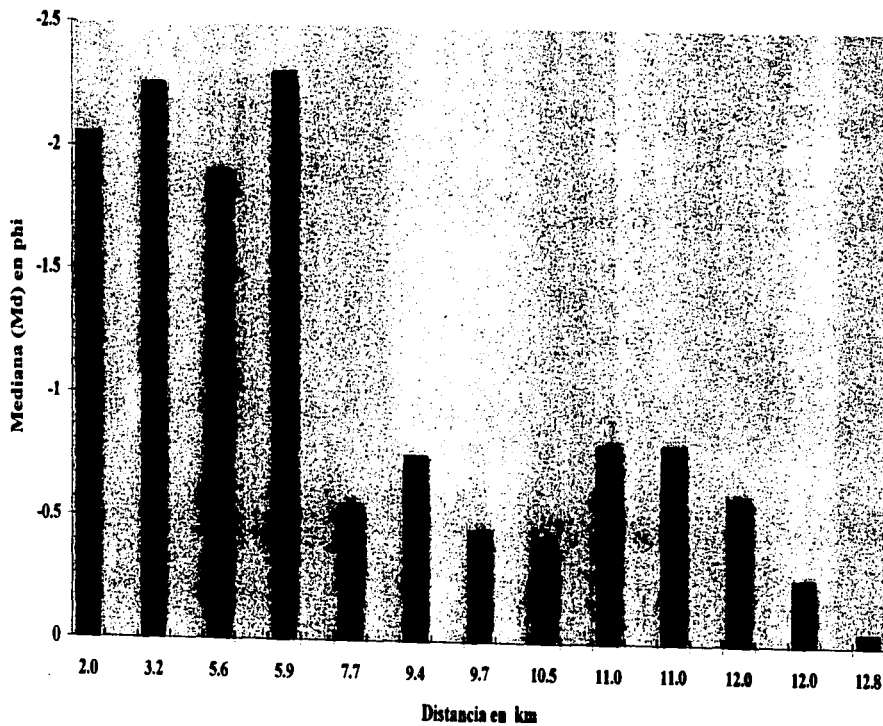
Tabla III-6: Datos de desviación estándar y mediana de los depósitos de caída aérea de la unidad DC-VIII

Punto	Distancia a la fuente en km	Mediana (¢)	Desviación estándar σ (¢)
VFC 96-36	2.00	-2.05	1.75
VFC 95-80	3.20	-2.25	1.67
VFC 95-09	5.60	-1.9	1.65
VFC 95-08	5.90	-2.3	1.95
VFC 96-46	7.70	-0.55	1.60
VFC 95-75	9.40	-0.75	1.38
VFC 95-68	9.70	-0.45	1.50
VFC 94-46	10.50	-0.40	1.50
VFC 94-41	11.00	-0.80	1.42
VFC 95-65	11.00	-0.80	1.40
VFC 95-63	12.00	-0.60	1.45
VFC 95-72	12.00	-0.25	1.20
VFC 95-70	12.80	-0.05	1.07

Tabla III-7: Resultado de los análisis de componentes de 5 muestras de la unidad DC-VIII colectadas a diferentes distancias de la fuente de origen.

Punto	Distancia a la fuente en km	Accesorios poco densos % wt <i>Apd</i>	Accesorios densos % <i>Ad</i>	Accesorios alterados % <i>Aa</i>	Pómez juvenil % <i>Pb</i>	Escoria juvenil % <i>Ec</i>	Juveniles densos % <i>Jd</i>	Cristales % <i>Cr</i>
VFC 96-36	2.1 km	18.00	26.00	10.00	42.00	0.00	2.00	0.00
VFC 95-80	3.2 km	22.00	35.00	8.00	32.00	0.00	3.00	1.00
VFC 95-09	4.6 km	6.00	28.00	5.00	47.00	0.00	4.00	0.00
VFC 96-46	7.7 km	13.00	29.00	7.00	40.00	0.00	11.00	0.00
VFC 95-73	11.80	11.00	30.00	6.00	49.00	0.00	4.00	0.00
Promedio		16.00	30.00	7.00	41.00	0.00	4.00	1.00

Fig. III-24 Mediana contra distancia sólo para los depósitos de la unidad DC-VIII



III.10.- Unidad DS-IX: Depósitos de oleada piroclástica (surge).

La unidad IX frecuentemente se observó en posición discordante sobre los depósitos de la unidad VII (VFC 95-2', 4, 30 y 31, Fig. III-11) mientras que en los puntos VFC 95-3, 8, 39 y VFC 96-1 se observó sobreyaciendo a un horizonte de suelo que separa los depósitos de 1913 de los depósitos de erupciones más antiguas. En el punto VFC 95-1 está sobreyaciendo a un horizonte compuesto de ceniza fina (depósito de caída) posiblemente de la unidad VIII (Foto III 3', Fig. III-3). En todos los sitios donde la unidad IX fue muestreada se encontró subyaciendo a un depósito café claro compuesto de ceniza, pómez y escoria (Fig. III-12, 14).

Los depósitos de la unidad IX presentan espesores que van de 0.3 cm (VFC 95-3') a 40 cm (VFC 95-1). Los depósitos tienen un color café claro con tonos beige y grises. Están compuestos por una ceniza fina en donde ocasionalmente se observan líticos accesorios angulosos con diámetro < 5 cm (VFC 95-30). Presentan estratificación laminar y masiva (VFC 96-1, 8, VFC 95-30) a 9.8 y 7.5 km y cruzada (VFC 95-1 y 95-31) a 2.4 y 6 km (Fig. III-3, 25; Foto III-3'). En el punto VFC 95-1 presenta discretos horizontes con *lapilli accrecional*, así como fragmentos de carbón, al igual que en los puntos VFC 95-30 y VFC 96-8. En general los depósitos de esta unidad son poco compactos, regularmente seleccionados y sus contactos son erosivos. Por sus características, estos depósitos se clasificaron como depósitos de oleadas piroclásticas (*surges*; DS-IX).

En El Playón esta unidad se encuentra asociada al depósito observado en el punto VFC 94-82 (a 2 km de distancia del volcán) donde se observó un depósito con las características de la unidad IX separando dos unidades de flujo de los depósitos café claro de la unidad X. Al S se encuentra prácticamente en todas las barrancas. En la barranca el Cordobán E a 3.5 km (puntos VFC 95-3' y 4), en la barranca El Muerto a 7.5 km (punto VFC 95-30), en la barranca Beltrán a 8.3 km y con su alcance máximo en las Barrancas de Monte Grande y Zarco hasta los 9.4 km (Fig. III-25).

III.10.1.- Granulometría.

Los análisis granulométricos presentan una curva casi normal cargada hacia la parte fina, con una moda en 3ϕ , un valor de mediana (M_d) de 2.2ϕ y una desviación estándar (σ) de 1.30ϕ y 42.1 %wt de partículas < 4ϕ (Tabla III-1). Esto muestra que se trata de un depósito bien seleccionado con un alto contenido de finos. Los valores de media y contenido de finos muestran que las partículas pudieron ser transportadas por saltación y suspensión principalmente (Sheridan *et al.*, 1987). La estratificación cruzada y masiva que se observa en los puntos VFC 95-1, 31 y VFC 96-1 también indica que el movimiento de las partículas fue bajo un régimen de flujo turbulento (Sheridan *et al.*, 1975). En la Fig. III-4 se observa que al

igual que las unidades II y VI, esta unidad se ubica dentro del campo de las oleadas piroclásticas (*surges*).

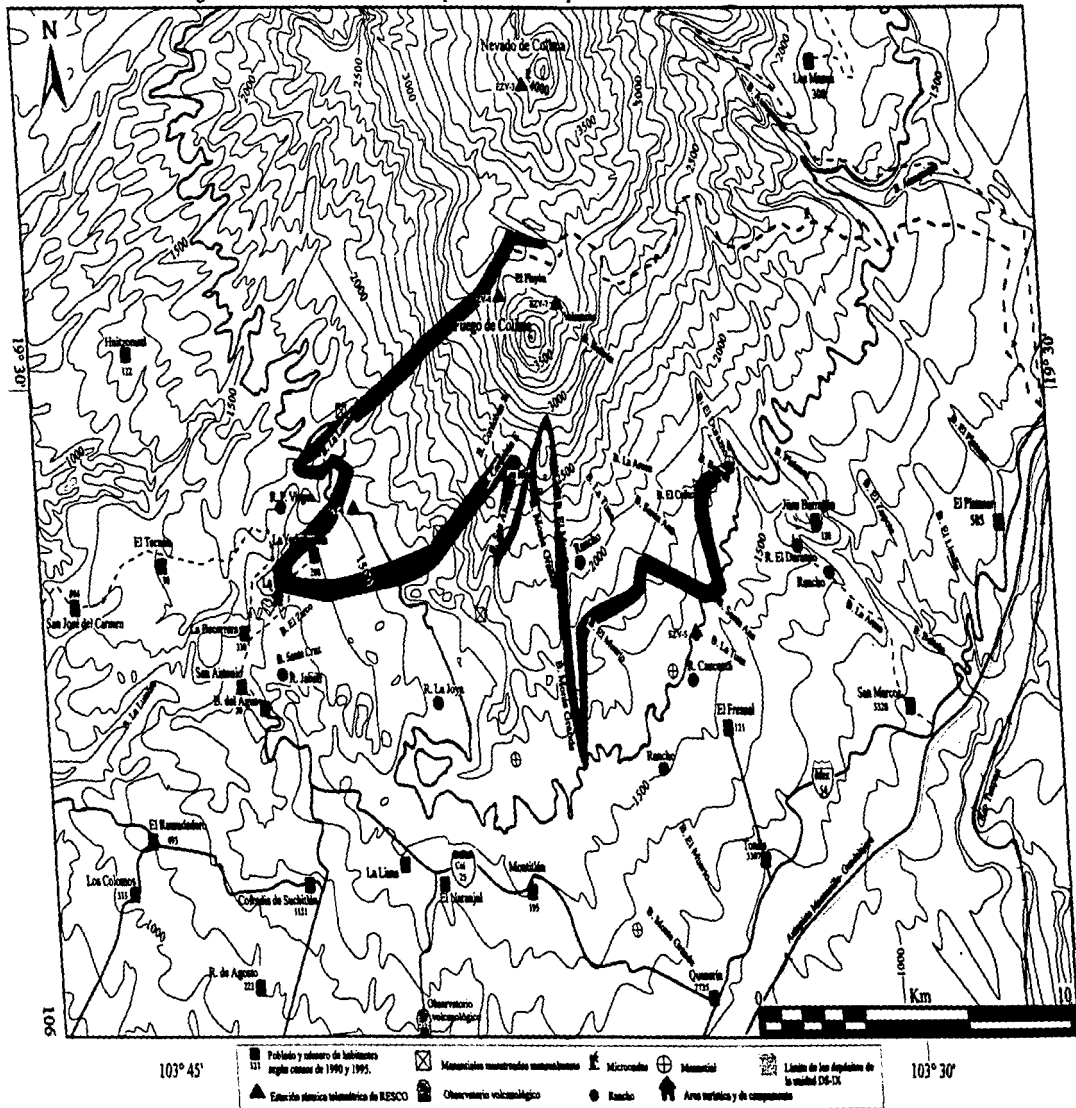
III.10.2.- Análisis de componentes.

Para esta unidad se seleccionó la fracción 0 ϕ (debido a que en la fracción -1 ϕ los clastos no eran suficientes) obteniéndose los siguientes resultados: 32 % de *Apxd*, 49 % de *Ad*, 6 % de *Aa*, 9 % de *Pb* y 3 % de cristales (*Cr*). Con relación a la unidad anterior, la unidad IX presenta una gran disminución de pómez, mientras que nuevamente aumenta el contenido de clastos accesorios poco densos de 16 a 32 y aparece un 3 % de *Cr*.

103° 45'

Fig. III-25 Alcance máximo de los depósitos de oleada piroclástica de la unidad DS-IX

103° 30'



103° 45'

103° 30'



Foto III-3' punto VFC 95-1 Estratificación cruzada de los depósitos de surge de la unidad DS-IX
(cota 2500 msnm Baranca Cordobán W)

III.11.- Unidad DFCP- X: Depósitos de flujos piroclásticos.

La unidad X se ubica en la cima de la columna estratigráfica, sobreyaciendo a la unidad IX (Foto III-3). También es frecuente encontrarla sobreyaciendo a la unidad VII como en los puntos VFC 95-82, 87, 91 y VFC 95. Sobre la unidad X se observó frecuentemente el desarrollo de un suelo de 10 a 30 cm de espesor (Fig. III-12, 3).

La unidad X consta de un depósito de color café claro, aunque en ocasiones tiene una matriz gris (VFC 96-20, 18 y VFC 95-90). Su espesor varía entre 0.5 a 3.5 m (VFC 95-3') en la Barranca Cordobán E y entre 11 y 15 (VFC 96-13, 20 y VFC 95-100) a distancias de 6.5 y 8.5 km del volcán. La matriz esta compuesta de ceniza fina en la que están inmersos clastos accesorios, pómez, escoria y en menor proporción juveniles densos. Los clastos accesorios son poco vesiculares de forma angulosa y con diámetros máximos de 40, 50, 52 y 110 cm en los puntos VFC 95-5 y 90 (a 8.5 y 11 km de la fuente). Por su parte, los fragmentos escoriáceos se presentan con un tono gris oscuro y claro en su exterior y con tonos rosas en su interior, contienen una gran cantidad de fenocristales de hornblenda, están medianamente vesiculados y con formas que van de angulosas a subangulosas con diámetros máximos de 30, 35, 39 y 42 cm (VFC 96-18, 20 a 8.7 km). La pómez contiene una gran cantidad de fenocristales de hornblenda, por lo general tiene un diámetro < 5 cm y un máximo de 10 cm (VFC95-1) a 2 km, de formas sub angulosa, poco y moderadamente vesiculada, de color beige o café claro en su exterior y con bandas casi blancas y rosas en su interior (VFC 95-90).

Los depósitos de la unidad X se presentan en algunos sitios como una secuencia de unidades de flujo con características texturales similares separadas por pseudoplanos de estratificación no bien definidos. Pero en general son masivos con algunas diferencias texturales de la base a la cima, como en el punto VFC 96-13 a 8.5 km del volcán (Fig. III-30), donde se observó una abundante matriz y escaso contenido de bloques en la base, mientras que en la parte media del depósito se concentra una gran cantidad de bloques orientados en el sentido del flujo y casi sin matriz, para terminar en su parte superior con una abundante matriz y escaso contenido de bloques. Con frecuencia los depósitos de esta unidad presentan marcas de degasificación hacia la parte central del depósito. Los depósitos son poco compactos, mal seleccionados, presentan frecuentemente gradación inversa y su contacto inferior es erosivo.

Los depósitos de esta unidad se encuentran ampliamente distribuidos en un radio de 15 km hacia el S, mientras que hacia el N su distribución fue limitada por las paredes de la antigua caldera (Fig. III-26). En la barranca La Arena su alcance fue de más de 13 km, y alrededor de 15 km en las barrancas de Beltrán, Cordobán, Zarco, La Lumbre, Monte Grande y El Muerto (Fig. III-3 y III-26, 12 y 14).

Con base en las observaciones de campo, se sabe que la mayoría de los flujos piroclásticos de esta unidad se canalizaron por las barrancas que drenan las partes S, SE y SW del volcán. También se han

encontrado depósitos derivados de flujos piroclásticos de la unidad X fuera del cauce de las barrancas en lugares cercanos a los poblados de La Yerbabuena, San Antonio, Causenta y El Fresnal, donde los flujos piroclásticos rebasaran los límites de las barrancas El Zarco, Cordobán, San Antonio y La Tuna. Además, se han encontrado algunas evidencias de material derivado de los depósitos de estos flujos piroclástico en las lomas que separan a la Barranca Monte Grande de la Barranca El Muerto.

El volumen total calculado para toda la unidad (incluye la unidad DFCE-X') es de 80,000,000 m³; (0.08 km³ Tabla III-8).

III.11.1.- Unidad DFCE-X': Depósitos de flujos piroclásticos.

Es importante señalar la unidad X se dividió en dos debido a que en algunos afloramientos (VFC 96-20, 18, 95-90 y 83; Fig. III-3), se observó un aparente predominio de material juvenil de aspecto escoriáceo (gris oscuro) en relación al contenido de pómez (Pb unidad DFCE-X). Aunque los depósitos ricos en escoria presentan un mayor contenido de bloques, en general son muy similares a los depósitos de la unidad X. Además, su posición estratigráfica coincide con los depósitos ricos en pómez (VFC 95-1 y VFC 96-20). Por lo que ambos tipos de depósitos se tratarán como una misma unidad, pues no se observó contacto alguno que pudiera interpretarse como límite entre los dos tipos de depósitos. En lo sucesivo nos referiremos a los depósitos con alto contenido de escoria juvenil como unidad DFCE-X' para diferenciarlos de los depósitos con alto contenido de pómez de la unidad DFCE-X.

III.11.2.- Granulometría de la unidad X y X':

Se realizó un conteo de bloques > 5 cm de diámetro tomando 1 m² como referencia para mostrar la proporción de bloques por unidad de área (VFC 95-1A con alto contenido de pómez y VFC-96-20A y B con alto contenido de escoria; Tabla III-1).

Las muestras seleccionadas para el análisis granulométrico de la matriz fueron: VFC 95-1A, VFC 96-20A, B Y VFC 95-86. La curva de dispersión de tamaños de los depósitos de la unidad X (VFC 95-1A) es polimodal en -4 ϕ , -3 ϕ , 0 ϕ y 3 ϕ y asimétricas con una tendencia hacia las fracciones gruesas (anexo IV). Estos depósitos presentan una mediana de -2.2 ϕ y una desviación estándar de 3.3 ϕ con 11.4 %wt de partículas < 4 ϕ . Por lo tanto el depósito está pobremente seleccionado y cae dentro de los valores propuestos por Walker (1971) para flujos piroclásticos. En la figura III-4 se muestra que los depósitos de la unidad X se ubican en la parte gruesa del campo de los flujos piroclásticos producidos en la erupción de 1913.

Por su parte, los depósitos de la unidad X' presentan una curva polimodal en -4 ϕ y 2 ϕ y 0 ϕ , asimétrica con una tendencia hacia la fracción gruesa (VFC 96-20A y VFC 95-86; Anexo IV), una moda

de -2.4ϕ y una desviación estándar de 3.3ϕ .

En general, las curvas de dispersión de tamaños de partículas de las unidades X y X' a 2.5 km (VFC 95-1) y a 8.7 y 10 km (VFC 96-20 y VFC 95-86) de la fuente no muestran cambios significativos en el valor de la mediana y desviación estándar y siguen presentado un aspecto polimodal (anexo IV).

Los depósitos de la unidad X-X' son masivos, con estratificación inversa con horizontes en los que se concentran bloques alineados en el sentido del flujo y marcas de degasificación (*pipes*). Esto indica que su movimiento fue principalmente en masa, donde las fuerzas que predominan son las de gravedad y de dispersión. Además, los depósitos reflejan cambios temporales en la dinámica de movimiento, desarrollándose un flujo laminar que está representado por el alineamiento de bloques (VFC 96-13), provocado posiblemente por un aumento en la fricción entre el cuerpo en movimiento y el substrato.

III.1.1.3- Unidades X y X': Análisis de componentes.

Esta unidad se dividió en las unidad X y X' de acuerdo a las variaciones verticales observadas a partir de los resultados de los análisis de componentes.

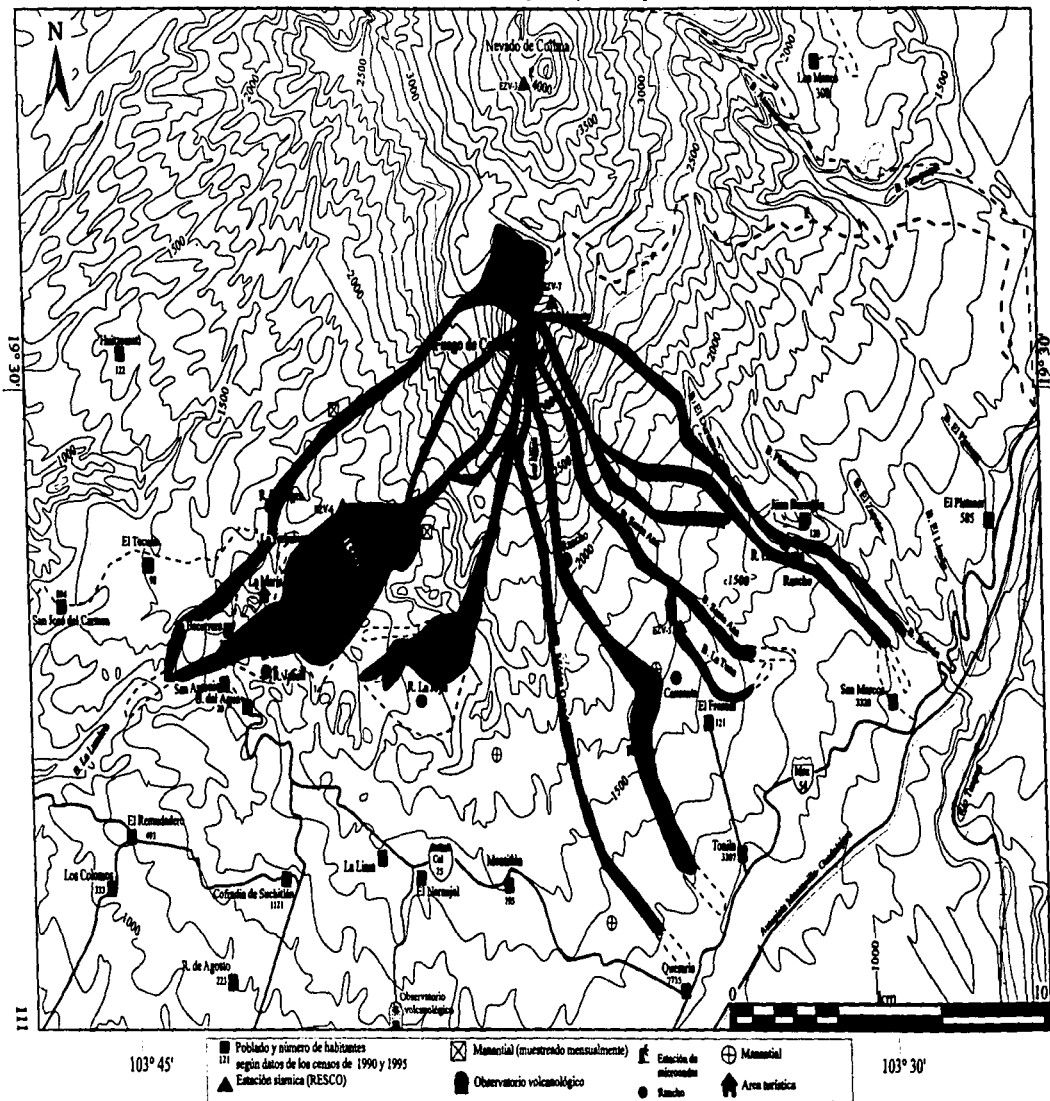
Para la unidad X se seleccionó la fracción -1ϕ de la muestra 95-1A, con lo que se observó que esta unidad está formada por 33 % de *Apd*, 28 % de *Ad*, 7 % de *Aa* y 33 % de *Pb* (anexo V).

Con relación a la unidad IX, nuevamente aumentó considerablemente el contenido de pómez y desaparecieron los cristales, mientras que los clastos accesorios poco densos no presentaron cambios significativos. En cambio, los accesorios densos disminuyeron en más del 40 % (Tabla III-2). Como conclusión se observó que las proporciones y tipo de componentes de esta unidad son similares a los de la unidad VIII, aunque con un mayor contenido de clastos accesorios poco densos (Fig. III-5).

Para la unidad X' se seleccionó la fracción -1ϕ de las muestras VFC 96-20A-B y 95-86, obteniéndose los siguientes resultados: entre 1 y 8 % de *Apd*, de 12 a 23 % de *Ad*, 3 % de *Aa*, 1 % de *Pb* y de 65 a 82 % de *Ec*.

El resultado de los dos análisis de componentes muestra que hacia los niveles superiores (VFC 96-20A) de la unidad X' se observa un apreciable aumento en el contenido de escoria la cual pasa del 65 % al 82 %. Por otro lado, en ambas unidades el contenido de clastos accesorios densos, poco densos y alterados no varía considerablemente (Tabla III-2 y Fig.III-5).

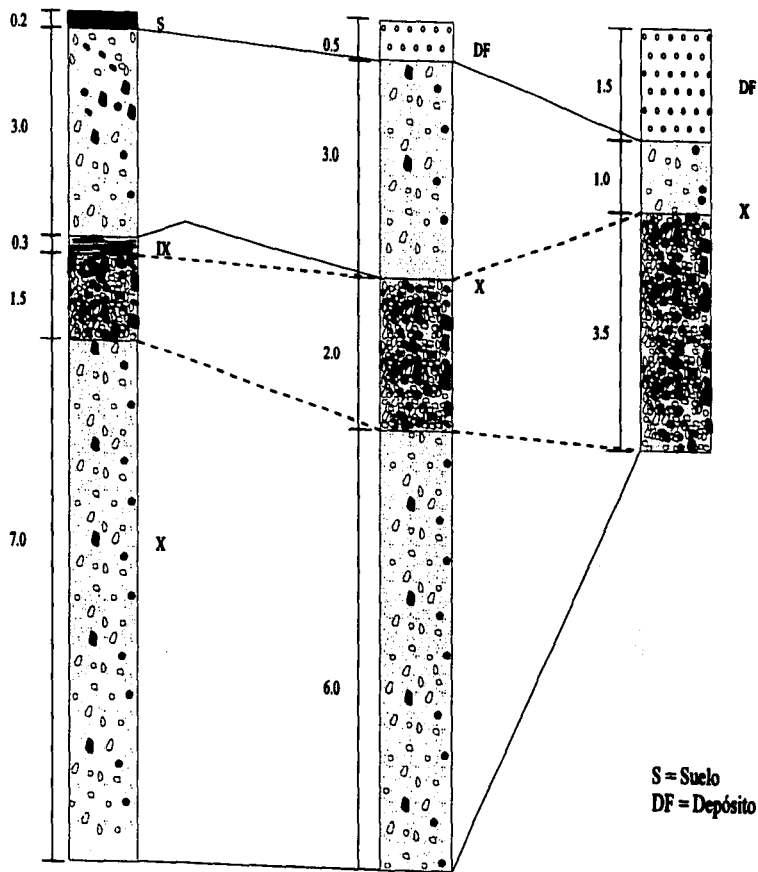
Si se comparan los análisis de componentes de la unidad X con los de unidad X' se observa que la pómez beige desaparece casi totalmente, mientras que la escoria aumenta, alcanzando proporciones sin precedente. Sin embargo, a nivel de afloramiento no se observa una clara diferencia entre las unidades X y X'.



Punto: 96-11
Cota: 1670
B. Monte Grande

Punto: 96-13
Cota: 1670
B. Monte Grande

Punto: 96-12
Cota: 1790
B. Monte Grande



Escala en metros.

Fig. III-30

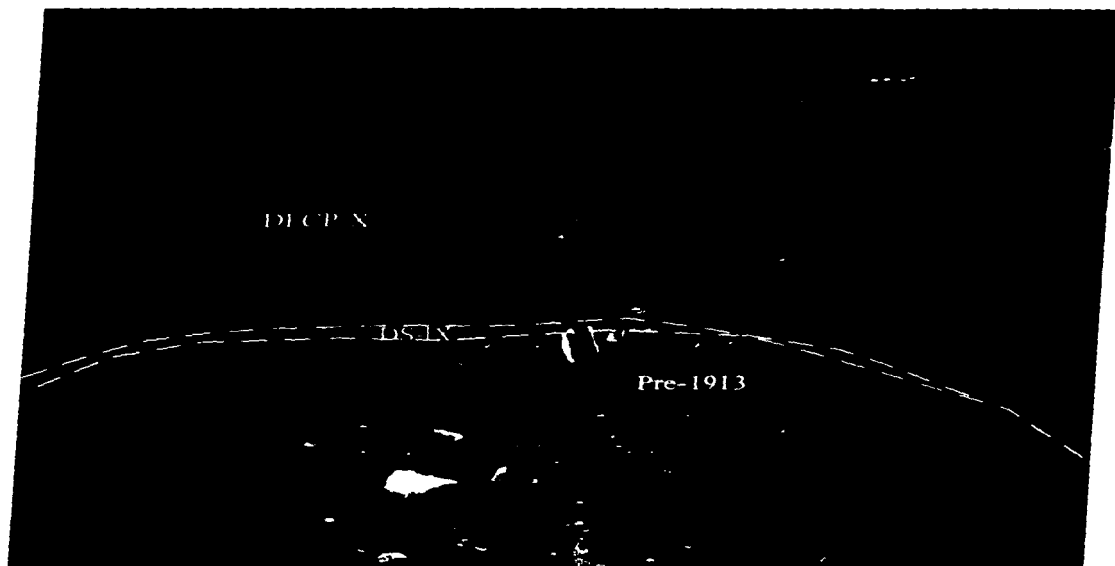


Foto III-3 Punto VFC 95-1 Depósitos de flujo piroclástico de pómez y ceniza de la unidad DFCP-X (Barranca Cordobán W- 2500 msnm)

Tabla III-8: Alcance máximo y volumen total de los depósitos de flujos piroclásticos de ceniza, pómez y escoria de la unidad DFCP y E X-X'

Barranca	Dimensiones de barranca		Area en (km ²)	Espesor en km	Volumen en Km ³
	Alcance máximo en km	Ancho de barranca en km			
El Playón	**	**	1.80	5.00E-03	9.00E-03
La Lumbre	13.50	0.03	0.41	7.00E-03	2.84E-03
El Zarco	**	**	7.20	6.00E-03	4.32E-02
Cordobán E	4.10	0.02	0.08	4.00E-03	3.28E-04
Cordobán W	6.00	0.02	0.12	6.00E-03	7.20E-04
San Antonio	**	**	3.58	4.00E-03	1.43E-02
Monte Grande	15.70	0.02	0.31	6.00E-03	1.88E-03
El Muerto	15.10	0.02	0.30	6.50E-03	1.96E-03
El Fresnal	9.70	0.02	0.19	2.00E-03	3.88E-04
La Tuna	14.70	0.02	0.29	4.00E-03	1.18E-03
El Cafecito	9.00	0.02	0.18	5.00E-03	9.00E-04
La Arena	15.00	0.03	0.38	5.50E-03	2.06E-03
Beltrán	15.90	0.03	0.40	4.00E-03	1.59E-03
Total =					0.0799

** Area calculada con planímetro

III.13.- Cronología de la erupción de 1913 (Tabla III-5).

Mes	Día	Hora	Fenómeno volcánico	Depósito	Volumen en km ³	Referencia	Observaciones
Enero	18 y 19	?	Explosiones en la cima (domo)	Flujos piroclásticos de bloques y ceniza	5.40E-04	Juan Mancilla (testigo) fotografía fechada el 19 de enero; Archivo Histórico de Colima (AHC)	Depósitos sólo en la barranca Cordobán E, costa 2300 mmam
Enero	20	4:30	Explosiones en la cima del volcán.	Posiblemente flujos piroclásticos de bloques y ceniza	5.40E-04	Archivo Histórico de Guadalajara (AHG).	Reportado por el Jefe político de C. Guzmán.
Enero	20	6:30	Explosiones en la cima del cono y formación de una columna eruptiva de unos cuantos km de altura (no sostenida).	Bloques y ceniza y depósitos de caída de limitado alcance.	1.22E-02	Fotografías tomadas los días 19 y 20 de enero de 1913 tomadas del AHC por Alicia Cuevas (Fotos 1-6 y 7). Archivo General de la Nación (AGN); El Imparcial, enero de 1913.	Sólo se observaron en las barrancas Cordobán E, W y El Playón.
Enero	20	Entre 10:30 y 12:00	Violentas explosiones que formaron una columna eruptiva no sostenida al mismo tiempo que se formaban flujos pirocl.	Flujos piroclásticos de bloques y Ceniza principalmente.	1.70E-02	AGN; El Imparcial, enero de 1913; Juan Mancilla y Rafael Montes de San Marcos, Jal. (testigos); P Waitz (1915)	Los depósitos se observaron principalmente sobre las barrancas que circundan el volcán hacia el S.
Enero	20	11:30	Se escuchó un ruido subterráneo seguido de una detonación, levantándose una nube de incalculable magnitud.	Depósitos de pómez y ceniza de caída y de flujos piroclásticos de pómez y escoria.	0.079 para los depósitos derivados de flujos piroclásticos y 1.15 para los depósitos de caída.	Archivo Histórico de Guadalajara (AHG)	Reportó el jefe político de C. Guzmán.
Enero	20	13:00 a 14:00	Inicio la caída de ceniza, aumentando considerablemente a las 14:00 en C. Guzmán.	Caída de ceniza del tamaño de la arena en C. Guzmán.	Es parte del volumen de los depósitos de caída.	AHG	En promedio se calculó 8 cm de ceniza en C. Guzmán, según reportó el jefe político de esta ciudad.
Enero	20	13:00	Caída de ceniza en Mazamitla Jal.	Ceniza del tamaño de la arena en Mazamitla, Jal.	Es parte del volumen de los depósitos de caída.	AHG, reportó el jefe político de Mazamitla, Jal.	En Mazamitla, no se tomó el esor de caída, pero se menciona que a las 4 de la tarde se prendió el alumbrado por lo denso de la caída.

Mes	Día	Hora	Fenómeno volcánico	Depósito	Volumen en km ³	Referencia	Observaciones
Enero	20	De las 13:00 a las 22:00	Caída de ceniza derivada de una columna eruptiva sostenida y formación de flujos piroclásticos.	Depósitos de flujos piroclásticos de ceniza pómez y escoria con material juvenil denso. Además depósitos de pómez de caída.	0.0799 para los depósitos de flujos piroclásticos de ceniza pómez y escoria y de 1.15 para los depósitos de caída de pómez.	AGN; El Imparcial, enero de 1913; Waitz (1915)	Caída de ceniza que formó una capa de 1 cm en Sayula, Jal. (reportado el día 21 de enero)
Enero	20	15:00	Caída de ceniza derivada de una columna eruptiva sostenida y formación de flujos piroclásticos.	Depósitos de flujos piroclásticos de pómez y escoria con material juvenil denso. Además depósitos de pómez de caída.	Este material esta incluido dentro los depósitos de caída de pómez y de flujos piroclásticos de pómez y escoria.	AGN; El Imparcial, enero 1913.	Se reportaron 3 cm de ceniza en C. Guzmán.
Enero	20	15:00	Caída de ceniza en Tizapán el Alto, Jal.	Ceniza fina	Este material esta cuantificado dentro los depósitos de caída de pómez y ceniza.	AHG; Reporte del jefe político de Tizapán el Alto, Jal.	No se reportó espesor.
Enero	20	16:00	Mazamitla, Jal. desde las 16:00 hasta las 22:00 <i>"se escucharon fuertes explosiones a intervalos de 10 minutos, los estallidos parecían como de artillería, pero estas provenían del Volcán de Colima"</i>	Ceniza del tamaño de la arena fina.	Este material esta cuantificado dentro los depósitos de caída de ceniza y pómez.	AHG; Reporte del jefe político Mazamitla, Jal.	El Jefe político de Mazamitla también reportó que se observaron descargas eléctricas sin que cayera una sola gota de agua.
Enero	20	Después de medio día	Caída de ceniza secundaria	Pómez y ceniza (probablemente depósitos de poco espesor)	?	Petra Montes de Oca del poblado de La Becerra (testigo de la erupción)	Debido al impacto de los flujos piroclásticos sobre las paredes de los montículos que limitan la cuenca de la Yerbabuena.
Enero	20	Alrededor de las 18:00	Fin de la columna eruptiva sostenida.	Depósitos de flujos piroclásticos de ceniza, pómez y escoria.	7.90E-02	Rafael Montes, Juan Mancilla y Concepción Gonzáles (testigos de la erupción, San Marcos, Jal.)	
Enero	20	18:30 a 6:00 del día 21	Explosiones intermitentes, eventual caída de ceniza y formación flujos piroclásticos.	Caída de ceniza y flujos piroclásticos de ceniza pómez y escoria.	Este material esta cuantificado dentro los depósitos derivados de caída aérea de pómez y flujos piroclásticos de pómez y escoria	AGN; El Imparcial, enero 1913 No 6870, tomo XXXIV, P. Waitz (1915)	Se reportaron 5 cm de ceniza en Cuquio Jal.

Mes	Día	Hora	Fenómeno volcánico	Depósito	Volumen en km ³	Referencia	Observaciones
Enero	20	19:00 a 20:00 20:00	Caida de ceniza en Pontitlán, Jal.	Ceniza fina.	Material cuantificado dentro de los depósitos de pómez de caída aérea	AHG; Reportó el jefe político de Pontitlán, Jal.	No se reportó espesor. La caída de ceniza terminó a las 4:00 a. m. del día 21.
Enero	20	20:00 a 2:00 del día 21	Ceniza de caída en Yahualica, Jal.	Ceniza fina.	Este material esta cuantificado dentro de los depósitos de pómez de caída aérea	AGN; El Imparcial, enero 1913 No 6870, tomo XXXIV; P. Waitz, (1915)	En Yahualica, Jal. reportaron caída de ceniza sin mencionar espesor.
Enero	20	20:30	Se observó una disminución en la caída de ceniza y en la cantidad de explosiones.	Ceniza fina.	Este material esta cuantificado dentro de los depósitos de pómez de caída aérea.	AHG; Reporte del jefe político de Ciudad Guzmán, Jal.	
Enero	20	22:00	Cesó la caída de ceniza en C. Guzmán.	Fujos piroclásticos de ceniza, pómez y escoria.	Este material esta cuantificado dentro de los depósitos derivados de flujos piroclásticos de pómez y escoria.	AHG; Reporto el jefe político de Ciudad Guzmán, Jal.	
Enero	20	22:00 a 4:00 del día 21	Cesó la caída de en los lugares más cercanos al volcán aunque continuo el emplazamientos de f. piroclásticos	Ceniza, pómez y escoria.	Este material esta cuantificado dentro de los depósitos derivados de f. piroclásticos de pómez y esc. y dep. de caída de pómez	AGN; El Imparcial, enero 1913 No 6870, tomo XXXIV; P. Waitz, (1915)	En Lagos, Jal. se reportó caída de ceniza, sin mencionar espesor.
Enero	20	De 22:30 a 4:30 del día 21	Cesó la caída de en los lugares más cercanos al volcán aunque continuo el emplazamientos de f. piroclásticos	Ceniza, pómez y escoria.	Este material esta cuantificado dentro de los depósitos derivados de f. piroclásticos de pómez y esc. y dep. de caída de pómez	AGN; El Imparcial, enero 1913 No 6870, tomo XXXIV; P. Waitz, (1915)	Se reportó un espesor de ceniza de 5 a 6 cm en Encarnación, Jal.
Enero	20	23:00	Cesó la caída de en los lugares más cercanos al volcán aunque continuo el emplazamientos de f. piroclásticos	Ceniza, pómez y escoria.	Este material esta cuantificado dentro de los depósitos derivados de f. piroclásticos de pómez y esc. y dep. de caída de pómez	AGN; El Imparcial, enero 1913 No 6870, tomo XXXIV; P. Waitz, (1915)	En Teocaltiche, Jal. reportaron 3 cm de ceniza.
Enero	20	Alrededor de las 24:00	Cesó la caída de en los lugares más cercanos al volcán aunque continuo el emplazamientos de f. piroclásticos	Ceniza, pómez y escoria.	Este material esta cuantificado dentro de los depósitos derivados de f. piroclásticos de pómez y esc. y dep. de caída de pómez	AGN, El Imparcial, enero 1913 No 6870, tomo XXXIV; P. Waitz, (1915)	Se reportó sutil caída de ceniza que alcanzó un cm de espesor, Aguascalientes

Mes	Día	Hora	Fenómeno volcánico	Depósito	Volumen en km3	Referencia	Observaciones
Enero	21	Madrugada	Cesó la caída de en los lugares más cercanos al volcán aunque continuo el emplazamientos de f. piroclásticos	Ceniza, pómez y escoria.	Este material esta cuantificado dentro de los depósitos derivados de f. piroclásticos de pómez y esc. y dep. de caída de pómez	AGN, El Imparcial, enero 1913 No 6870, tomo XXXIV	Ameca, Jal. se reportó una ligera capa de ceniza.
Enero	21	Madrugada	Cesó la caída de en los lugares más cercanos al volcán aunque continuo el emplazamientos de f. piroclásticos	Ceniza, pómez y escoria.	Este material esta cuantificado dentro de los depósitos derivados de f. piroclásticos de pómez y esc. y dep. de caída de pómez	AGN, El Imparcial, enero 1913 No 6870, tomo XXXIV	La Barca, Jal. se reportó un capa de 4 cm de ceniza, se observaron relámpagos y se escucharon fuertes truenos.
Enero	21	Amanecer	Cesó la caída de en los lugares más cercanos al volcán aunque continuo el emplazamientos de f. piroclásticos de escoria y pómez	Ceniza, pómez y escoria.	Este material esta cuantificado dentro de los depósitos derivados de f. piroclásticos de pómez y esc. y dep. de caída de pómez	AGN, El Imparcial, enero 1913 No 6870, tomo XXXIV	Fresnillo, Zac. se reportó caída de polvo fino.
Enero	21	?	Caída de ceniza en C. Guzmán y continuó el emplazamiento de f. piroclásticos de esc. y pómez, no se reportó la formación de una columna eruptiva sostenida.	Ceniza, pómez y escoria.	Este material esta cuantificado dentro de los depósitos derivados de f. piroclásticos de pómez y esc.	AGN, El Imparcial, enero 1913 No 6870, tomo XXXIV	Cayeron 15 cm de arena en Ciudad Guzmán.
Enero	21	?	Cesó la caída de en los lugares más cercanos al volcán aunque continuo el emplazamientos de f. piroclásticos de escoria y pómez	Ceniza, pómez y escoria.	Este material esta cuantificado dentro de los depósitos derivados de f. piroclásticos de pómez y esc. y dep. de caída de pómez	AGN, El Imparcial, enero 1913 No 6870, tomo XXXIV	En Guanajuato se percibió un leve polvo en la ropa de la gente.
Enero	21	23:00	Cesó la caída de en los lugares más cercanos al volcán aunque continuo el emplazamientos de f. piroclásticos de escoria y pómez	Ceniza, pómez y escoria.	Este material esta cuantificado dentro de los depósitos derivados de f. piroclásticos de pómez y esc. y dep. de caída de pómez	AGN, El Imparcial, enero 1913 No 6870, tomo XXXIV	Se reportó caída de ceniza en Atonilco el Alto, Jal. (más de medio metro ?)
Enero	21	?	Cesó la caída de en los lugares más cercanos al volcán aunque continuo el emplazamientos de f. piroclásticos de escoria y pómez	Ceniza, pómez y escoria.	Este material esta cuantificado dentro de los depósitos derivados de f. piroclásticos de pómez y esc. y dep. de caída de pómez	AGN, El Imparcial, enero 1913 No 6870, tomo XXXIV	En Zamora, Mich. sólo se reportó caída de ceniza, sin mencionar espesor

Mes	Día	Hora	Fenómeno volcánico	Depósito	Volumen en km ³	Referencia	Observaciones
Enero	21	Madrugada	Cesó la caída de en los lugares más cercanos al volcán aunque continuo el emplazamiento de f. piroclásticos de escoria y pómez	Ceniza, pómez y escoria.	Este material esta cuantificado dentro de los depósitos derivados de f. piroclásticos de pómez y esc. y dep. de caída de pómez	AGN, El Imparcial. enero 1913 No 6870, tomo XXXIV	En Zacatlan, Zac. se reportó caída de ceniza desde la madrugada.
Enero	21	?	Cesó la caída de en los lugares más cercanos al volcán aunque continuo el emplazamiento de f. piroclásticos de escoria y pómez	Ceniza, pómez y escoria.	Este material esta cuantificado dentro de los depósitos derivados de f. piroclásticos de pómez y esc. y dep. de caída de pómez	AGN, El Imparcial. enero 1913 No 6870, tomo XXXIV	Se reportó lluvia de ceniza en Aguascalientes, Agt. no se mencionó espesor.
Enero	22	?	Caída deceniza en algunos lugares cercanos al volcán y continuo la formación de flujos piroclásticos de escoria y pómez	Ceniza, pómez y escoria.	Este material esta cuantificado dentro de los depósitos derivados de f. piroclásticos de pómez y esc. y dep. de caída de pómez y escoria.	AGN, El Imparcial. enero 1913 No 6870, tomo XXXIV	Se reportó caída de ceniza en Sahililo, Coah., Guadaluajara, Jal. Aguascalientes Agt., Guanajuato, Gto., Axtotlilco, Jal. y Zamora, Mich. (Se reportó el 22 pero es posible que la caída de ceniza haya sido el 21)
Enero	22	Por la tarde	Caída de ceniza en Ciudad Guzmán.	Ceniza, pómez y escoria.	Este material esta cuantificado dentro de los depósitos derivados de f. piroclásticos de pómez y esc. y dep. de caída de pómez y escoria.	P. Waitz, (1915)	Según Waitz esta lluvia de ceniza se prolongo varios días más (día de llegada de Waitz a C. Guzmán procedente de la C. de México)
Enero	24	?	Formación de los últimos flujos piroclásticos de pómez y escoria y la formación de una pequeña columna eruptiva, no sostenida	Depósito de flujo piroclástico de ceniza y escoria y caída secundaria de ceniza en los poblados más próximos al volcán.	Este material esta cuantificado dentro de los depósitos derivados de f. piroclásticos de pómez y esc.	P. Waitz, (1915)	Este flujo se canalizó por La Barranca La Lumbre y marcó el final de la erupción de 1913
Enero	29		Etapas fumarólica intensa y caída de ceniza muy fina.	Ceniza de caída	No se cuantificó este material.	AGN, El Imparcial. enero 1913 No 6878 tomo XXXIV	Solo cayó ceniza en Tomila Jal. y se percibió un olor a azufre.
Enero	30		Etapas fumarólica	No se reportó	No se reportó expulsión de material.	AGN, El Imparcial. enero 1913 No 6906 Tomo XXXIV	
Marzo	4		Etapas fumarólica Intensa	No se reportó	No se reportó expulsión de material.	AGN, El Imparcial. marzo 1913 No 6914 tomo XXXIV	Se reportaron ruidos subterráneos (habitantes de la región)

Mes	Día	Hora	Fenómeno volcánico	Deposición	Volumen en km ³	Referencia	Observaciones
?		Temporada de LLuvias de 1913.	Explosión provocada por el contacto entre agua de origen pluvial y material incand. derivado de flujos piroclásticos de la erupción de 1913 en la Barranca La Lumbre	Material de los depósitos de flujos piroclásticos de pómez y escoria	Este material está cuantificado dentro de los depósitos derivados de f. piroclásticos de pómez y esc.	P. Waitz, (1935)	No especifica la fecha exacta de esta explosión y señala la formación de una nube que fue observada hasta la C. de Coñima

? = no se cuenta con la información exacta o el dato puede ser impreciso.

III.14.- Estratigrafía compuesta y correlación de los depósitos en las diferentes barrancas.

Para la formación de la columna compuesta (Fig. III-1), se analizaron las relaciones estratigráficas, texturales, estructuras y la composición en 192 columnas estratigráficas levantadas en un radio de 15 km alrededor del volcán.

La secuencia estratigráfica de la erupción de 1913 de la base a la cima está compuesta por las siguientes unidades:

La unidad DFC-I de 20 cm de espesor (su espesor es mayor, pero solo se hallan aflorando 20 cm) está compuesta por una matriz de ceniza fina en la que están inmersos fragmentos de rocas accesorios con tamaños menores a los 5 cm de diámetro y de formas angulosas. No se correlaciona con ninguna otra unidad pues sólo aflora en la barranca El Cordobán (punto VFC- 95-3) y es probable que se trate de una facie marginal de un depósito de flujo piroclástico de bloques y ceniza, ya que en el punto donde se observó (Fig. III-2) predominan estos depósitos (unidades DFBC III y IV; Fig. III-2, 12 y 14).

La unidad DS-II igual que la unidad DFC-I, sólo aflora en el punto (VFC 95-3) y se trata de un depósito de *surge* de 1 a 3 cm de espesor compuesto de ceniza muy fina que separa los depósitos de las unidades DFC-I y DFBC-III (Fig. III-2).

Ascendiendo estratigráficamente se tiene un depósito de bloques y ceniza (DFBC-III) de 7 m de espesor, compuesto por 6 horizontes con características texturales y de composición similares y de la misma forma que las dos unidades anteriores, sólo aflora en el punto VFC 95-3, por lo que horizontalmente no es correlacionables con otra unidad.(Fig. III-2).

Sobreyaciendo a las tres unidades anteriores y separada de éstas por un contacto erosivo se observó un depósito (DFBC-IV) compuesto por bloques y ceniza con espesores que varían de 1.5 m a 2.8 m y que se caracteriza por presentar una matriz "rojiza" (95-3'; Fig. III-2 y 11). Esta unidad, si se correlaciona lateralmente entre las barrancas El Cordobán W y E ubicadas en la parte S-SW del volcán con la parte N en El Playón (VFC 94-73 y 74; Fig. 9, 12 y 16). Es importante señalar que esta unidad ha servido como unidad índice para correlacionar estratigráficamente la parte S con la parte N, además de separar en el tiempo las dos primeras etapas de la erupción (Cap IV, Fig III-14).

Las cuatro unidades anteriores constituyen la base de la columna compuesta y sus análisis de componentes muestran que los constituyentes principales de las dos primeras unidades son similares, por lo que podrían asociarse en una misma unidad, pero debido a las diferencias texturales y a la escasez de afloramientos que permitan un mejor análisis de los depósitos se decidió separarlas en dos unidades estratigráficas diferentes. El caso de las unidades DFCB-III y IV es diferente, pues su análisis de componentes indica que aunque siguen predominando los fragmentos accesorios, la unidad DFCB-III presenta un 19 % de material juvenil denso, mientras que la unidad DFCB-IV presenta el más alto

contenido de material accesorio alterado de las unidades que forman la columna compuesta y que le da ese característico tono rojizo (34 % de *Aa*; anexo V). Por lo anterior es factible pensar que las unidades DFCB-III y DFCB-IV son diferentes (Fig. III-14).

Sobreyaciendo a la unidad "rojiza" de bloques y ceniza y separada por un contacto no erosivo, se observó un depósito de caída aérea (unidad DC-V) de 15 cm de espesor promedio de color gris claro, compuesta de arena gruesa y algunos fragmentos del tamaño de la grava. Esta unidad se depositó principalmente hacia el NE, hasta donde alcanzó una distancia de 10 y 11 km (VFC 95-64 y 94-41) con un espesor de 4 y 8 cm. De igual forma se observó (VFC 96-40) a una distancia de 4.5 km, mientras que en El Playón es correlacionable con los depósitos de los puntos VFC 94-73 y 74. En el primer punto se encuentra subyaciendo a una secuencia de depósitos de oleada piroclástica (unidad DS-VI). En la mayoría de los casos esta unidad se encuentra subyaciendo a los depósitos de caída aérea de pómez y escoria de la unidad (unidad DC-VIII) también producidos por la erupción de 1913 (Fig. III-7, 9 y 14). Hacia la parte S sólo se puede correlacionar con en la barranca Cordobán W (VFC 95-2'; Fig. III-3 y 11).

Separado de la unidad anterior por un contacto erosivo se tiene un depósito de oleada piroclástica (unidad DS-VI) de hasta 30 cm de espesor (VFC 95-4A, 30, 82, 39, 49 y 95; Fig. 3 y 12). Hacia el S esta unidad se observó en la mayoría de las barrancas, por lo que lateralmente es correlacionable, mientras que en la parte N (El Playón) se correlaciona con el punto VFC 94-73.

Sobre el depósito de oleada piroclástica de la unidad DS-VI, se observó una unidad de bloques y ceniza de más de 7 m de espesor (promedio). Esta unidad se observa con más frecuencia en las barrancas ubicadas hacia el S del volcán en relación con la parte N (VFC 95-2'A, 39, 46, 82, 87, 95 Y 94-88, Fig. 3). Esta unidad lateralmente presenta un cambio de facies la cual se manifiesta por un cambio de textura al pasar de un depósito de flujo piroclástico de bloques y ceniza a un depósito de flujo piroclástico de ceniza con bloques ocasionales. Esto se puede observar claramente en la Barranca Cordobán W (VFC 95-2') y la Barranca Cordobán E (VFC 95-3' y 4A). Aunque la distribución de los depósitos con escaso contenido de bloques es limitada hacia el S y se observan únicamente en los puntos 95-4A, 84 y 96-7 (Fig. III-28 y Foto III-4). Su distribución es mayor en la parte N en la zona del Playón (94-74, 71, 80 y 81; Fig. III-3 y 14)

Posteriormente se depositó la unidad principal de caída aérea compuesta por pómez y escoria (unidad DC-VIII), la cual se encuentra sobreyaciendo a los depósitos de la primera caída (unidad DS-V) en los puntos VFC 96-36, 37, 40 y 39 ubicados sobre la ladera N-NE del Volcán de Colima. En la zona de El Playón se observó sobreyaciendo a una secuencia de *surges* en los puntos VFC-94-73 y 70 (Fig. III 29).

Los depósitos de caída de pómez y escoria están ampliamente distribuidos hacia el N-NE del volcán con espesores de entre 1 m a 2 km hasta < 1mm a más de 700 km en Saltillo, Coah. (Fig. III-22).

Por último y coronando la secuencia estratigráfica se encuentran los depósitos de flujos

piroclásticos de ceniza, pómez y escoria. Esta unidad es la más característica debido a su amplia distribución en la parte S del volcán, así como por su típico color café claro.

Los flujos piroclásticos que dieron origen a estos depósitos alcanzaron distancias de más de 15 km, por lo que sus depósitos se observaron desde la cota 1150 msnm en el punto VFC 95-83, ubicado a casi 13 km del volcán sobre la barranca El Zarco, hasta la cota 2940 msnm (VFC 95-53) a una distancia de 2.5 km del volcán en la zona de El Playón y de la barranca La Lumbre en la parte SW del volcán hasta la barranca Beltrán en la parte SE (Fig. III-12 y 14). Por lo tanto, esta es la unidad derivada de flujos piroclásticos de mayor volumen.

Los depósitos de esta unidad presentan espesores que varían de los 15 m (VFC 95-20) en la cota 1580 msnm en las partes centrales de la barranca El Muerto a 0.5 m (VFC 95-3') en la cota 2350 msnm en las partes marginales de la barranca El Cordobán E.

A primera vista, los depósitos de esta unidad parecen ser homogéneos. Sin embargo, los análisis de componentes realizados han revelado que el contenido de escoria aumenta hacia los niveles estratigráficamente superiores, mientras que la pómez juvenil (*Pb*) disminuye. Esto se observó (VFC 95-1 y 96-20A y B) a 2.5 y 8 km de distancia hacia el SW-S del volcán, en las barrancas El Cordobán y El Muerto (Fig. III-3 y 5). Por ésto se optó por subdividir esta unidad en unidad DFCE-X, con alto contenido de pómez y DFCE-X', con alto contenido de escoria. Estratigráficamente, estas unidades sobreyacen a los depósitos de la unidad IX. Lateralmente es correlacionable con todas las barrancas de la parte S y El Playón (Fig. III-12, 14). Los depósitos de flujos piroclásticos formados por ceniza y escoria se ubicaron en la cima de la columna estratigráfica compuesta y de acuerdo al resultado de los análisis de componentes, el contenido de escoria aumenta hacia los niveles superiores de la unidad X-X' (Fig. III-1 y 3;anexo

Capítulo IV
Discusión e Interpretación

IV.1.- Dinámica eruptiva.

La secuencia estratigráfica formada durante la erupción de 1913, está constituida principalmente por depósitos de flujos piroclásticos y depósitos de caída aérea. Un análisis detallado de la estratigrafía de la erupción de 1913, mostró marcadas diferencias en textura, volumen, distribución y variaciones en el contenido de componentes en las diferentes unidades que la conforman (Fig. III-5 y Tabla III-2, IV-7 y Fig. III-1). Esto permite afirmar que los depósitos derivados de esta erupción no son el producto de un sólo mecanismo eruptivo y que durante el desarrollo de la erupción se presentaron cambios temporales en la dinámica eruptiva, influenciados posiblemente por la acción de diversos factores tanto físicos como químicos de entre los cuales se pueden citar los siguientes: 1.- las condiciones morfológicas que presentaba la cima del volcán antes de la erupción; 2.- el grado de alteración de las rocas; 3.- la presencia de fracturas o fallas; 4.- la composición química del magma; 5.- el contenido de volátiles del magma; 6.- los cambios en la composición química del magma durante el transcurso de la erupción; 7.- los cambios en la morfología de la cima del volcán durante la erupción y 8.- variaciones en el gasto durante la erupción.

Con base en lo anterior y al análisis de las diferentes unidades estratigráficas que componen la columna compuesta, se observó que las unidades que la conforman pueden agruparse de acuerdo a sus características texturales, estructurales, componentes y relaciones estratigráficas. Tomando en cuenta estos criterios se diferenciaron tres fases eruptivas principales, las cuales están directamente relacionadas a los cambios que fue sufriendo el conducto a través del tiempo, por lo que en orden cronológico se tiene lo siguiente (Tabla IV-1):

- 1) **Fase 1:** Explosiones (freáticas o freatomagmáticas) iniciales en la cima del volcán a conducto cerrado.
- 2) **Fase 2:** Explosiones violentas que ocasionaron el destape del conducto (*fase vulcaniana*).
- 3) **Fase 3:** Explosiones paroxísmicas con el conducto parcial o totalmente abierto (*fase pliniana o sub pliniana*).

Es importante mencionar que la división de estas fases eruptivas, se apoyó en gran parte en el análisis de componentes.

Con base en lo dicho anteriormente y tomando como referencia la columna estratigráfica compuesta (Fig. III-1) a continuación se describen en orden cronológico las características de las diferentes fases eruptivas propuestas:

Tabla IV-1: Unidades estratigráficas y fases eruptivas.

Unidad estratigráfica	Fase Eruptiva	Mecanismos de transporte	Estilo Eruptivo	Conducto volcánico	Referencias	Observaciones
DFBC-I DS-II DFBC-III	Fase-I	Fp. de bloques y ceniza <i>surgencia</i> Fp. de bloques y ceniza.	Colapso de domo, y formación de flujos piroclásticos, acompa- ñados de pequeñas explosiones en el flanco S de la cima del volcán.	Conducto obstruido por un domo.	Testigos y fotos 19 de enero de 1913, testimonios Archivo Historico de Gua- dalajara (AHG; Tabla III-5)	
DFBC-IV		Fp. de bloques y ceniza	Incremento de la activi- dad explosiva también en la parte N de la cima del volcán.			Unidad rojiza con alto contenido de material accesorio alterado
DCA-V DS-VI DFBC-VII BFC-VII	Fase-II	Caída aérea. <i>surgencia</i> Fp. de bloques y ceniza Fp. de ceniza.	Posiblemente de tipo vulcaniano, asociado a la expulsión de un tapón de lava antigua.	Proceso de destape del conducto.	El Imparcial, 20 de enero de 1913, Archivo General de la Nación (AGN); P. Waitz, 1915	Depósitos compuesta principalmente por mate- rial accesorio. Aumento en la activi- dad explosiva entre las 6 y 10 de la mañana del 20 de enero de 1913
DCA-VIII DFCP-IX DFCP-X	Fase-III	Caída aérea de pómez <i>surgencia</i> Fp. de ceniza y pómez.	Desarrollo de una columna eruptiva plimiana y forma- ción de flujos piroclásticos.	Conducto parcial o to- talmente abierto.	El Imparcial 20 de enero de 1913 (Archivo general) Jefe político de C. Guzmán Archivo historico de Gua- dalajara y testigos de la erupción (cap. II)	Alrededor de medio día del 20 de (10:30 a 11:30) aumento en la vilolencia y frecuencia de las explosiones. Depósitos compuestos principalmente de mate- rial pómez juvenil.
DFCE-X	Fase-III	Fp. de ceniza y escoria	Posible vulcaniano, con esporádicas explosiones y formación de columnas eruptivas no sostenidas y flujos piroclásticos de ceniza y escoria.	Totalmente abierto	Jefe político de C. Guzmán (EHG); testigos de la eru- pción (Cap. II).	Después de las 7 u 8 de de la noche del día 20 de enero de 1913, la violencia y frecuencia de las explosiones dis- minuyó. Posible cambio en la composición química del magma. Depósitos compuestos principalme- nte por escoria juvenil.

Fp. = Flujos piroclásticos; AHG = Archivo Historico de Guadalajara; AGN = Archivo General de la Nación.

Tabla IV-7. Parámetros físicos de la erupción de 1913 (Volumen, masa, tasa de descarga eruptiva, altura de la columna, velocidad y dirección del viento)

Unidad nuestrográfica	Fase Eruptiva	Tipo de deposición	Volumen del deposición (km ³)	Volumen DRZ de magmas (km ³)	Volumen DRZ de accesorios (km ³)	Volumen DRZ total (km ³)	Masa del magmas (kg)	Masa de accesorios (kg)	Masa total (kg)	Dirección (horas)	Intensidad (para el magmas) (kg/s)	Altura de la columna (m)	Velocidad del viento m/s	Dirección del viento	
DC-VIII	III	Pómez de caída aérea	0.99	0.15	0.16	0.31	3.72E+11	4.19E+11	7.92E+11	8.00	1.29E+07	5.14E+03	21	de 13 a 15	N-NE y E
DFCP-X	III	Fp. de ceniza y pómez	8.00E-02	1.30E-02	2.60E-02	4.00E-02	3.30E+10	6.70E+10	1.00E+11	8.00	1.15E+06	4.51E+02			
DFCE-X	III	Fp. de ceniza y escoria													
DFCB-VII	II	Fp. de bloques y ceniz.	1.90E-02	1.90E-03	7.30E-03	9.20E-03	4.75E+09	1.90E+10	2.38E+10	~ entre 6 y 4	3.30E+05	1.32E+02			
											2.20E+05	8.00E+01			
DC-V	II	Caída aérea de clastos accesorios principalmente	4.20E-03	8.00E-05	1.22E-03	1.30E-03	2.00E+08	3.16E+09	3.36E+09	~ entre 6 y 4	1.39E+04	5.60E+00	7	de 13 a 15	N-NE y E
											9.20E+03	3.70E+00			
DFBC-IV	I	Fp. de bloques y ceniz.	2.40E-03	1.15E-05	1.14E-03	1.15E-03	3.00E+07	2.97E+09	3.00E+09						
DFBC-III	I	Fp. de bloques y ceniz.	5.40E-04	5.10E-05	2.10E-04	2.60E-04	1.28E+08	5.47E+08	6.75E+08						
DFC-I	I	Fp. de ceniza	1.30E-05	3.25E-07	5.94E-06	6.26E-06	8.13E+05	1.54E+07	1.63E+07						
TOTAL caída de pómez y accesorios			9.94E-01	1.50E-01	1.61E-01	3.11E-01	3.72E+11	4.22E+11	7.95E+11						
TOTAL Fajos			1.02E-01	1.50E-02	3.47E-02	5.06E-02	3.79E+10	8.95E+10	1.27E+11						
TOTAL erupción			1.10	0.17	0.20	0.36	4.10E+11	5.12E+11	9.23E+11						
				46%	54%										
Haciénbo*		Japón		0.100			2.10E+11				1.80	3.24E+07		21	
Mt. Pelée*		650 y BP Martinica		0.100			2.00E+11				1.70	3.27E+07		21	
St. Helens*		1980 AD USA		0.300			6.30E+11				9.10	1.92E+07		19	
Mt. Pelée		1670 y BP Martinica		0.100			2.00E+11				1.80	3.09E+07		22	
Mt. Pelée		2010 y BP Martinica		0.100			2.00E+11				1.70	3.27E+07		20	
Fogo*		1563 AD Azores		0.400			1.10E+11				15.40	1.98E+07		19	
M. Blanca**		2000 y BP Canarias (sub-pliniana)		0.170			4.25E+11				10.00	1.60E+07		15 a 20	
Soufriere Hill*		1996 Monserrat (sub-pliniana ?)		1.24E-05			?				0.48	4.30E+00		14 a 15	
Furnas**		1630 AD Azores (sub-pliniana)		0.01			7.85E+09				3.10	8.00E+06		11.7 a 14	
Erupción de North Moza †		1350 AD (sub-pliniana)		0.01			1.20E+10				-2.20	1.50E+06		15	

* = Datos tomados de Carey y Sigurdsson (1989) para erupciones plinianas.

** = Datos tomados de Abblay et al., 1993 para una erupción sub-pliniana

† = Datos tomados de Mcgwire et al., 1996.

** = Datos tomados de Cole et al. (1995) para una erupción sub-pliniana

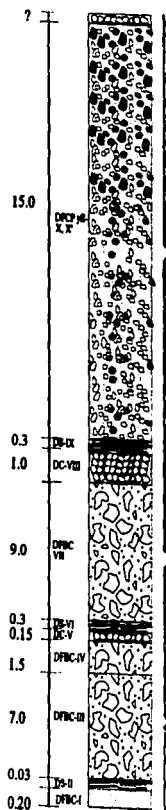
‡ = Datos tomados de Murik, (1993) para una erupción sub-pliniana

Para los fajos piroclásticos se tomó una densidad de depósito de 1250 kg/m³ y para los depósitos de caída de 800 kg/m³.
Densidad del magmas = 2500 kg/m³.

Fp. = Fajos piroclásticos, ceniz. = ceniza, la dirección de los vientos es hacia donde soplan

Fig. IV-1. Reconstrucción esquemática de la erupción de 1913.

Espesor total = 34.5 m



Escala en metros

Desarrollo de una columna eruptiva pliniana o sub-pliniana y formación de flujos piroclásticos de cenizas y pómez derivados de colapsos de columna que además provocaron una caída secundaria al impactarse con barreras topográficas en la parte S del volcán.
 Unidades DC-VIII, DS-IX y DFC-VI, X, X'
 Entre 10:30 y 11:00 A.M. y terminó entre 6:00 y 8:00 P.M. del 20 de enero.

FASE III:

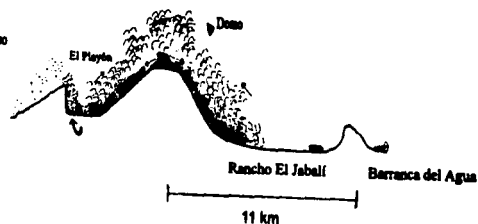
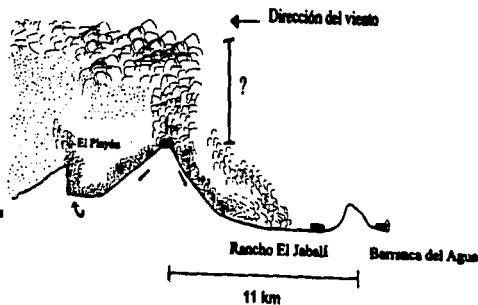
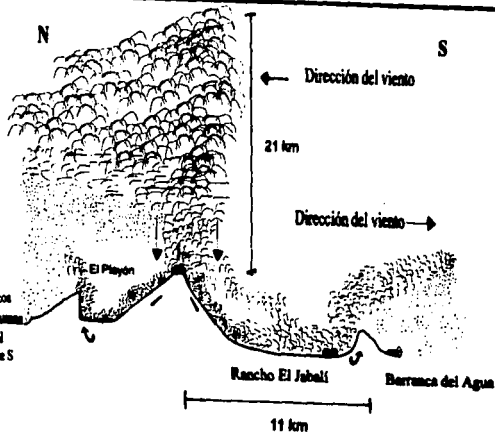
Proceso de apertura del conducto.

Actividad de tipo volcánica, caracterizada por presentar explosiones más frecuentes y violentas. Formación de depósitos de caída y flujos piroclásticos de bloques y cenizas que alcanzaron distancias hasta de 9 km.
 Unidades DC-V, DS-VI y DFC-VII
 De las 4:30 A.M. a 10:30 A.M. del 20 de enero.

FASE II:

Pequeñas explosiones en la cima del volcán, colapso de domo y formación de flujos piroclásticos de bloques y cenizas con un alcance de 4 km.
 Unidades DFC-I, DS-II, DFC-III y DFC-IV.
 Inició el 18 ó 19 de enero y terminó la madrugada del 20 de enero.

FASE I:



IV.1.1.- Fase I: Explosiones iniciales en la cima del volcán a conducto cerrado.

Según testimonios la erupción (Tabla III-5), inició 1 ó 2 días antes del 20 de enero de 1913 y consistió en una serie de pequeñas explosiones, posiblemente freáticas en la cima del volcán (Foto I-4 y Tabla III-5). Los datos de campo indican que las explosiones se desarrollaron primeramente en la parte S-SW para posteriormente extenderse al N-NW de la cima del volcán, donde se formaron pequeñas avalanchas de material derivado del colapso parcial de las paredes del cráter, material del domo que obstruía el conducto y en menor proporción material juvenil que ya estaba en la superficie (Fig. IV-1; Tabla III-2). Los depósitos de esta fase sólo se observaron sobre las barrancas Cordobán E. W y El Playón a 4, 3.2 y 2.5 km de distancia de la fuente (Fig. III-6). El escaso volumen de los depósitos y el contenido de material juvenil en la unidad DFBC-III (20 %) confirma lo dicho anteriormente (Tabla III-2).

La fase eruptiva I (Fig. III-1), está compuesta por las cuatro primeras unidades de la columna compuesta (DS-I, DS-II, DFBC-III y DFBC-IV; Cap. III; Fig. III-1), donde predominan depósitos derivados de flujos piroclásticos de bloques y ceniza (Fig. III-4), los cuales están constituidos principalmente por fragmentos accesorios poco densos y en menor proporción por material juvenil (Unidad DFBC-III). Esto indica que el material juvenil estuvo presente desde las primeras etapas de la erupción, posiblemente en forma de pequeños diques que intrusionaban el domo ubicado en la cima.

La primera unidad (DFC-I) se clasificó como un depósito de flujo piroclástico de ceniza (Fig. III-1; Cap. III), pero en realidad se piensa que se trata de un depósito de bloques que presenta variaciones texturales laterales. Es importante recordar que esta unidad sólo fue observada en un punto (95-3') por lo que sólo representa una parte del depósito total. Esta unidad en la gráfica de M_d vs σ se ubicó en la parte central del campo de los flujos piroclásticos, lejos del campo de las oleadas (*surges*; Fig. III-4).

Los análisis granulométricos muestran (Tabla III-1) que la matriz de los depósitos que conforman esta fase eruptiva presentan uno de los porcentaje en peso más alto (12 a 18 %wt) de partículas < 0.063 mm, sólo atrás de la unidad VII de la fase II con 20 %wt (lo que puede indicar entre otras cosas que hubo una alta fragmentación de partículas por contacto entre ellas durante el transporte).

Dinámica de los flujos piroclásticos:

Desde un punto de vista genético, es posible que la unidad DFC-I este asociada genéticamente al depósito de oleadas (*surge*) de la unidad DS-II (95-3B, Fig. III-1). Ambas unidades están constituidas casi por los mismos componentes y desde el punto de vista sedimentológico son los depósitos más finos (Anexo IV). Por lo anterior, se piensa que los depósitos de la unidad DS-II pueden ser el producto de un "ash cloud surge" (Wilson y Walker, 1982; Carey, 1991). El depósito de oleada de la unidad DS-II,

prácticamente no contienen material juvenil, *lapilli acrecional* y no presenta estructuras que pudieran relacionarse con un alto contenido de agua, por lo que es poco probable que su origen haya sido freatomagmático o de *base surge*.

Si el origen de los depósitos de la unidad DS-II es debido a un *ash cloud surge*, éste pudo haberse desprendido de la cima de los flujos piroclásticos que formaron los depósitos de la unidad DFC-I (por elutriación) y posteriormente depositarse sobre éstos, pues su composición y posición estratigráfica así lo sugiere (Fig. III-5 y Tabla III-2). Un proceso similar se observó durante el emplazamiento de los flujos piroclásticos de bloques y ceniza generados en 1991 en el Volcán de Colima, donde debido a la elutriación de la fracción fina generó una nube de ceniza (*ash cloud*) que por acción de los vientos se depósito hacia el SW-SE del volcán cubriendo esta región con una delgada capa de ceniza.

La mayor parte de los flujos piroclásticos de esta fase eruptiva se comportaron como densas masas de material (alta concentración de partículas sólidas) movidas por la fuerza de gravedad, pero que presentaron cierto grado de fluidización, pues así lo indica la presencia de el *ash cloud surge* (unidad DS-II) y las chimeneas (*pipes*) en todas las unidades de esta fase I.

El emplazamiento de los depósitos de la unidad DFBC-IV (rojiza, descripción en el Cap. II) es el resultado del mismo fenómeno eruptivo que formó el resto de las unidades de la fase I con la diferencia de que la unidad DFBC-IV alcanzó una mayor distribución.

En la zona del Playón, la unidad DFBC-IV presentó cambios texturales ya que en la parte más alejada al edificio hacia el N (VFC 94-73 y 74), se presentó como un depósito con escaso contenido de bloques.

Las diferentes facies que presenta esta unidad son probablemente el producto de un cambio en la dinámica de transporte, probablemente debido a un abrupto cambio de pendiente que existe entre el edificio volcánico y el piso de la antigua caldera (Playón). Esto provocó que gran parte de los bloques se depositaran en la zona de impacto, donde cambia la pendiente (cerca del edificio volcánico), causando así una separación de la parte densa (mayor cantidad de bloques) y de la parte fina. Desafortunadamente en las zonas donde cambia la pendiente el material ya ha sido retrabajado y aunque presenta gran cantidad de bloques, es difícil comprobar si estos correspondían a la parte gruesa de los depósitos de la unidad DFBC-IV.

El fenómeno anterior es el efecto de un salto hidráulico (*hydraulic jump*), debido al abrupto cambio en la pendiente de una barranca, donde un flujo piroclástico denso y laminar sufre una turbulencia (por efecto del impacto e ingestión de aire), lo que da lugar a una segregación gravitacional de los clastos más densos hacia la base del flujo, formándose lo que se conoce como un *ground layer* (Walker *et al.*, 1981; Wilson *et al.*, 1982; Macías, 1994).

El característico tono "rojizo" de la unidad DFBC-IV, refleja la abundancia de clastos alterados hidrotermalmente (Tabla III-2). Además, estudios texturales de varios depósitos de avalancha de escombros del Volcán de Colima (Luh *et al.*; 1988; Robin *et al.*, 1987; Stoope y Sheridan y 1992; Komorowski *et al.*, 1993, 1994, 1995, 1996, 1997; Rodríguez, 1991), han revelado la abundancia de material alterado hidrotermalmente en estos depósitos. Por lo que la excepcional frecuencia de ocurrencia de colapsos de flancos en el Complejo Volcánico de Colima (≥ 10 eventos en 45000 años, según Komorowski *et al.*, 1993, 1994, 1995, 1996, 1997) y la abundancia de material hidrotermalmente alterado en cada depósito de avalancha confirma que este tipo de alteración pudo ser un factor clave en el debilitamiento de los edificios del Complejo Volcánico de Colima. Al respecto, se ha demostrado que la influencia directa del sistema hidrotérmico sobre los edificios volcánicos, ha favorecido el debilitamiento y posterior colapso de flancos con el consecuente emplazamiento de avalanchas de escombros (Siebert *et al.*, 1984; Siebert *et al.*, 1987; Boudon *et al.*, 1987).

En la erupción de 1991, un domo de lava viscosa se emplazó sobre la lava alterada de la cima del volcán (antiguo domo). Debido a la presión del domo, una parte de la cima se colapsó formando flujos piroclásticos de tipo Merapi con bloques y ceniza inicialmente casi sin material juvenil del domo nuevo, pero rico en material alterado hidrotermalmente, acompañados de una nube convectiva de ceniza (*ash cloud*) de tono rosado (Rodríguez *et al.*, 1991; Nuñez *et al.* 1994). El 21 de Agosto de 1994, ocurrió una explosión en la base del domo de 1991, formando un cráter de 50 m de profundidad y 135 m de ancho, el cual permite ver el grado de alteración hidrotermal que existe en niveles más profundos del volcán (Foto II-1).

Con base en los argumentos anteriores, se piensa que los depósitos rojizos de la unidad DFBC-IV fueron el producto de la desestabilización y fragmentación de la parte superior del edificio volcánico. Testigos históricos indican que hasta 1866 había un cráter en el Volcán de Colima (Dollfus y Monsterrat, 1887), el cual fue llenándose hasta 1913 por lava en bloques hasta formar un domo (Waitz, 1906). Por lo consiguiente se puede argumentar que los depósitos rojizos representan el material del domo viejo alterado hidrotermalmente que servía de tapón al conducto magmático, por lo que el resultado de los esfuerzos ejercidos sobre las paredes del cráter, se tradujo en la formación de pequeños flujos piroclásticos de bloques y ceniza derivados del colapso del domo de cima y parte de las paredes del cráter.

Con el propósito de mostrar que el origen de los flujos piroclásticos producidos durante la fase eruptiva I y los producidos durante las actividades eruptivas de 1991 y 1994 pudieron tener un origen similar, en la tabla IV-2 se comparan los valores de coeficiente de fricción aparente y exceso de escurrimiento (*excessive runoff*; parámetros utilizados por Heim, 1932 para caracterizar la movilidad de diferentes tipos de flujos). En esta tabla se muestra que los flujos piroclásticos de 1913 en su fase I presentaron un coeficiente de fricción promedio de 0.46, mientras que los de 1991 y 1994 presentan

valores de 0.38 y 0.47 respectivamente. Por lo que resultan ser muy semejantes, sin embargo, estos valores se adaptan más a valores que presentan las avalanchas frías de origen no volcánico (Rodríguez *et al.*, 1991).

Tabla IV-2.- Coeficiente de Heim de los flujos piroclásticos de la fase eruptiva I.

Año de erupción	Barranca	Unidad estratigráfica	Altura inicial (Hi) en km	Altura final (Hf) en km	dH = Hi-Hf en km	Máximo alcance (L) en km	Coefficiente de Heim = dH/L	$L \cdot (dH/\tan 32) = L_c$	Volumen en km ³	Ángulo en grad. dH/L = tan	Referencia
1913	Cordobán E	DFC-I	3.85	2.35	1.50	3.10	0.48	1.72	0.00001	20.3°	Saucedo et al., 1996
1913	Cordobán W	DFBC-III	3.85	2.22	1.63	3.60	0.45	0.96	0.00050	24.2°	Saucedo et al., 1997
1913	Cordobán E	DFBC-IV	3.85	2.30	1.60	3.50	0.46	2.58	0.00013	21.8°	Saucedo et al., 1998
1913	Cordobán W	DFBC-IV	3.85	2.22	1.63	3.60	0.45	0.97	0.00010	24.2°	
1991	Cordobán E		3.85	2.10	1.90	5.00	0.38	1.94	0.00056	20.8°	Rodríguez et al 1991
1991	Cordobán W		3.85	2.10	1.90	5.00	0.38	1.94	0.00006	20.8°	Rodríguez et al 1991
1991	Cordobán C.		3.85	2.10	1.90	5.00	0.38	1.94	0.00056	20.8°	Rodríguez et al 1991
1994	Cordobán E		3.85	2.32	2.53	3.75	0.41	1.28	0.00030	22.3°	Saucedo et al 1994.
1994	Cordobán W		3.85	2.56	1.29	2.40	0.54	0.32	0.00020	28.4°	Saucedo et al 1994.

L_c = exceso de distancia recorrida (excessive runout), dH = diferencia de alturas; grad. = grados.

IV.1.2.- Fase II: Explosiones violentas que ocasionaron el destape del conducto.

La transición de la fase eruptiva I a la fase II estuvo marcada por un cambio en la dinámica eruptiva al pasar de una fase de explosiones *freáticas* a una etapa *vulcaniana* que se caracterizó por un aumento en la intensidad y violencia de las mismas, lo cual ocurrió entre las 4:00 A.M. y las 10:30 A.M. aproximadamente del 20 de enero de 1913 (Tabla III-5 y IV-1). Apparently un mayor aporte de material juvenil hacia la superficie provocó un incremento en el contenido de volátiles en la cámara magmática con un ulterior aumento de presión del sistema magmático (Tabla III-2). El material que obstruía el conducto fue expulsado violentamente provocando explosiones que formaron flujos piroclásticos con mayor movilidad y volumen (máximo alcance 9.5 km) a los de la fase I (alcance máximo 4 km; Tablas IV-2 y 3). Estos flujos se encauzaron principalmente por las barrancas ubicadas hacia el S, SE y SW del volcán (Fig. III-19; IV-1). De manera casi simultánea se desarrollaron pequeñas columnas eruptivas no sostenidas, que consistían de partículas finas derivadas de la fragmentación del material por efecto de las explosiones y por la elutriación de la fracción fina de los flujos piroclásticos. Estas partículas quedaron a la deriva del viento y formaron el depósito de caída de la unidad DS-V que fue emplazado hacia el N-NE hasta una distancia de 11 km (Fig. III-10).

Estratigráficamente la fase eruptiva II esta compuesta por las unidades DC-V, DS-VI y DFBC-VII (Tabla III-2; Fig. III-5; Fig. III-1).

La unidad DS-V por si misma marca un cambio en la dinámica eruptiva con relación a la que se presentó en la fase I ya que su depósito es el resultado de material de caída aérea, que se desprendió de una nube eruptiva, que de acuerdo al alcance de sus depósitos no fue de una altura considerable (Fig. III-1 y IV-1).

La unidad DC-V consiste de una capa de 4 a 28 cm de espesor de material de caída compuesta por 90 % de material accesorio y casi un 10 % de material juvenil, su volumen total es de 0.0045 km^3 (Tabla III-3). Fue el producto de una o varias explosiones, las cuales se interpretaron como el inicio del destape del conducto, el cual debió ser muy violento y eficiente si se considera la alta fragmentación del material de esta unidad (70 % de partículas $<1 \text{ mm}$; Tabla III-1). En la gráfica $Md \phi$ vs $\sigma \phi$ se ubicó en el extremo más fino dentro del campo de los depósitos de caída aérea.

El volumen y distribución de los depósitos de los flujos piroclásticos formados en esta fase (0.023 km^3) son muy superiores a los de la fase I (0.003 km^3 ; Tabla IV-7 y Fig. III-19), lo que indica que la fase II corresponde a una fase eruptiva de mayor magnitud y poder dispersivo que la fase I (Fig. III-1 y III-14).

Las unidades DS-VI y DFBC-VII corresponden a depósitos de oleadas (*surge*) y de flujos piroclásticos de bloques y ceniza respectivamente. Estos depósitos al igual que los producidos de la fase I, se asocian a colapsos del domo de cima. Sin embargo, los depósitos de las unidades de la fase II (DS-VI y

DFBC-VII) se encuentran ampliamente distribuidos en los alrededores del volcán con alcances de 9.5 a 11 km (VFC 95-91 y 95; Tabla III-4 Fig. III-19).

Los análisis de componentes mostraron que la pómez juvenil fue aumentando progresivamente de principio (DC-V= 6 %) a fin (DFBC-VII 17 %) durante el desarrollo de la fase eruptiva II (Fig. III-5 y Tabla III-2), lo que muestra que en esta fase inició la expulsión de pómez juvenil con un consecuente aumento en la explosividad.

Dinámica de los flujos piroclásticos.

La unidad DS-VI de acuerdo a su textura, estructura, alcances y alto contenido de carbón, así como al nulo contenido de *lapilli acrecional*, hace pensar que se trata de un depósito de *ground surge* (Sparks, 1973; Wilson y Walker, 1982) y no a un "base surge" en su forma "clásica" relacionando directamente con una actividad freatomagmática (Moore, Kazuaki y Alcaraz, 1965). Al respecto, es importante señalar que en general los depósitos de oleadas piroclásticas (*surge*) se caracterizan por presentar poco espesor. Estos depósitos se derivan de flujos de baja densidad (diluidos) con una baja concentración de partículas sólidas (Cas y Wright 1988). Los flujos de oleadas tienen una alta movilidad y la capacidad de remontar barreras topográficas (Sparks, 1976).

Los depósitos producidos por estos flujos turbulentos, tienen una granulometría con tendencias hacia la parte fina y por lo general presentan una mala selección (Fig. III-4 y Tabla III-1), con un alto contenido de cristales y clastos accesorios o accidentales.

Considerando lo anterior, el mecanismo propuesto para la formación de las oleadas de la unidad DS-VI se apega más al de aquellos que se forman debido a la ingestión de grandes volúmenes de aire y volátiles producto de la combustión de la vegetación al paso de un flujo piroclástico denso (Cas y Wright, 1988). La ingestión rápida de estos gases forma una oleada altamente fluidizada que puede ser arrojada como un chorro hacia afuera desde la base (*ground surge*) y parte superior (*ash cloud surge*) del frente o cabeza de un flujo piroclástico denso (Walker *et al* 1982).

Por lo tanto, las relaciones estratigráficas, sedimentología y el contenido de componentes entre las unidades DS-VI y DFBC-VII permiten relacionarlas genéticamente e indican que la unidad DS-VI se desprendió de la base de los flujos piroclásticos densos de la unidad DFBC-VII para formar un depósito de *ground surge*.

Sin embargo, no todos los depósitos de oleadas de esta fase eruptiva pudieron haberse formado en el frente de un flujo piroclástico denso, pues hacia la zona del Playón los depósitos del punto VFC 94-73 no se pueden relacionar estratigráficamente con un flujo piroclástico denso (VFC 94-73 Cap. III). Por esta razón se piensa que la formación de algunos depósitos de oleadas de la unidad DS-VI en la zona del

Playón podrían ser el resultado de un mecanismo diferente al propuesto en el párrafo anterior tal y como se propone a continuación:

Se considera la formación de oleadas piroclásticas a partir del frente o cabeza de un flujo piroclástico denso, en donde el flujo piroclástico denso al encauzarse por las barrancas de la parte N del volcán, se separa en dos partes. La parte densa del flujo se canaliza por las barrancas y tiene un alcance limitado, mientras que la parte menos densa o diluida (bajo contenido de bloques) que se desprende del frente del flujo, debido a su alta movilidad rebasa los límites de las barrancas (que son menos profundas en el N que en la parte S) y se expande al frente alcanzando una distancia mayor que la alcanzada por la parte más densa del flujo piroclástico y al mismo tiempo desarrollando por elutriación el desprendimiento de una nube de fina ceniza (*ash cloud*) que posteriormente se depositó en la zona del Playón. Aunque este fenómeno de segregación de la fracción fina también pudo haberse presentado si los flujos piroclásticos se impactaron contra las paredes de la antigua caldera.

Un segundo mecanismo de formación de oleadas piroclásticas es el propuesto por Fisher (1979), según el cual las oleadas son el producto de pequeños colapsos en los márgenes laterales de una columna eruptiva (antes de un colapso mayor). El material se segrega en los márgenes de la columna eruptiva por ingestión de grandes cantidades de aire frío. Sin embargo, este mecanismo es poco probable que sea el responsable de la formación de oleadas de la unidad VI, debido a que en esta fase la erupción no desarrolló una columna eruptiva sostenida y por tanto no es factible hablar de colapsos de columna.

Los depósitos de flujos piroclásticos de la unidad DFBC-VII (Fig. III-1, III-12 y III-14) se dividieron en dos tipos de acuerdo a la textura que presentan: Depósitos de flujo piroclástico de bloques y ceniza y depósitos de flujo piroclástico con escaso contenido de bloques.

Las diferencias texturales se observan claramente si se comparan los depósitos del sitio VFC 95-2'A con los del punto VFC 95-4A, ambos ubicados en la misma posición estratigráfica en la parte S del volcán (barrancas Cordobán E y W). En el primero se observa un depósito compuesto por bloques y ceniza de 9 m de espesor, mientras que en el segundo se observa un depósito de 4 m de espesor compuesto casi totalmente por ceniza con escaso contenido de bloques. Como ambos depósitos guardan la misma relación estratigráfica se les asignó la misma posición dentro de la columna compuesta de la figura III-1.

Ambos tipos de depósitos (VFC-95 4A y VFC 95-2'A) se correlacionan estratigráficamente con los depósitos ubicados al N del volcán (VFC 94-74 y 71; Cap. II, Fig. III-14) ya que en ambas partes del volcán sobreyacen discordantemente a la unidad "rojiza" DFBC-IV.

Es importante mencionar que en la zona del Playón los depósitos de esta unidad tienen pocos bloques, por lo que su textura se asemeja más a un depósito de flujo piroclástico de ceniza. En la parte S este tipo de textura sólo se observó en las barrancas Cordobán E (VFC 95-4A), San Antonio (VFC 96-7) y Monte Grande (VFC 95-82, Fig. III-3), mientras que en las restantes 8 barrancas donde fue observada la

unidad DFBC-VII, está compuesta por depósitos de bloques y ceniza (Tabla III-4).

Los cambios de facies que presentan los depósitos de la unidad DFBC-VII sólo reflejan variaciones laterales en la dinámica de los flujos piroclásticos como resultado de cambios en las características físicas (contenido de gas, tamaño, densidad de clastos, fluidización etc.) de los flujos.

El mecanismo eruptivo que dio origen a los depósitos de la unidad DFBC-VII está relacionado a una serie de explosiones que formaron columnas eruptivas no sostenidas, al mismo tiempo que se desarrollaban flujos piroclásticos sobre las pendientes del volcán (testigos Cap. I; Tabla III-5), como parte del proceso de destape del conducto y expulsión del domo que hasta ese momento obstruía el conducto.

Al mismo tiempo que se desarrollaban los flujos piroclásticos derivados del derrumbe del domo de la cima, ocurrían explosiones producidas por una súbita despresurización de los gases que se desprendían del magma ascendente (17 % de pómez juvenil). La alta explosividad provocó una fragmentación más efectiva (50 % de partículas <1 mm; Tabla III-1 y Fig. III-4) y por consecuencia el desarrollo de pequeñas columnas no sostenidas, que por la acción del viento dominante fueron desviadas hacia el N-NE favoreciendo el depósito de material hacia esta zona (Carey y Sparks, 1986; Fig. III-10). Es posible que la elutriación de la fracción fina de los flujos piroclásticos de bloques y ceniza que se desarrollaban sobre las pendientes que circundan al volcán, también pudo contribuir al desarrollo de pequeñas columnas (*ash cloud*) que fueron arrastradas por acción de los vientos hacia el NE, tal y como sucedió en la erupción del Volcán de Colima en 1991 (Rodríguez *et al.*, 1991).

El proceso de destape del conducto al que corresponde la fase eruptiva II, podría compararse en parte a lo ocurrido recientemente en el volcán de Soufriere Hills en la Isla de Monserrat, donde una parte del domo que obstruía el cráter colapsó como resultado de un aumento en la presión del sistema magmático cuya súbita descompresión provocó una explosión de tipo *vulcaniana* que originó flujos piroclásticos, para después terminar con el desarrollo de una columna eruptiva sostenida que sólo se mantuvo 45 minutos alcanzando una altura de entre 14 y 15 km (McGuire *et al.*, 1996).

Las características sedimentológicas y texturales de los flujos piroclásticos de bloques y ceniza de esta fase indican que su movimiento fue principalmente como flujo denso, donde predominó la fuerza de gravedad y fuerzas dispersivas por transmisión de ímpetu (*momentum*). Por otra parte los valores promedio de coeficiente de fricción aparente 0.28 (coeficiente de Heim) y escurrimiento excesivo 4.5 km, para los flujos piroclásticos de bloques y ceniza de la fase II, indican que fueron de una movilidad superior a los flujos piroclásticos de la fase I (Tabla IV-3). Esto se debe posiblemente al cambio en el estilo eruptivo y a un aumento en el contenido de material juvenil (6 a 17 % de pómez) lo que influyó en la movilidad de los flujos piroclásticos producidos.

El aumento de pómez juvenil en los flujos piroclásticos de esta fase, también puede traducirse en una mayor movilidad si se considera que los volátiles que se liberan del material juvenil sumados al

entrapamiento de aire y al vapor de agua volcánica del sistema hidrotermal, favorecen la expansión del flujo (menor concentración de partículas o mayor porcentaje de espacios vacíos) lo que contribuye a la fluidización parcial de los flujos piroclásticos y a una disminución de la resistencia crítica (*Yield Strength*) lo que a su vez se traduce en una mayor movilidad (Sheridan, 1979, Tabla IV-3).

Tabla IV-3. Coeficiente de Heim de los flujos piroclásticos de la unidad DFBC-VII

Año	Barranca	Unidad estratigráfica	Altura inicial (Hi) en km	Altura final (Hf) en km	dH = Hi-Hf en km	Alcance máximo (L) en km	Coefficiente de Heim = dH/L	$L_c = L \cdot (\sin 32^\circ)$	Volumen en km ³	Ángulo en grad. H/L = tan
1913	La Lumbre	DFBC-VII	3.85	1.38	2.47	9.00	0.27	7.50	0.0100	15.1°
1913	El Zarco	DFBC-VII	3.85	1.37	2.48	9.50	0.26	5.50	0.0014	14.5°
1913	Córdoba	DFBC-VII	3.85	2.25	1.60	4.40	0.36	1.80	0.0004	19.8°
1913	San Antonio	DFBC-VII	3.85	1.50	2.35	9.00	0.26	5.21	0.0009	14.5°
1913	Monte Grande	DFBC-VII	3.85	1.60	2.25	7.20	0.31	3.57	0.0004	17.2°
1913	El Muerto	DFBC-VII	3.85	1.70	2.15	7.90	0.27	4.43	0.0003	15.1°
1913	La Tuna	DFBC-VII	3.85	1.78	2.07	6.80	0.30	3.46	0.0006	16.6°
1913	La Arena	DFBC-VII	3.85	1.60	2.25	7.90	0.28	4.27	0.0008	15.6°
1913	Beltrán	DFBC-VII	3.85	1.50	2.35	8.65	0.27	4.86	0.0012	15.1°

L_c = exceso de distancia recorrida (excessive runout); dH = diferencia de alturas; grad. = grados

IV. 1.3.- Fase eruptiva III explosiones paroxísmicas con el conducto parcial o totalmente abierto.

La fase III, tuvo una duración de casi 9 horas, inició alrededor del medio día y terminó a las 7 u 8 de la noche del 20 de enero de 1913. Esta fase fue de mayor magnitud que las fases anteriores (según el concepto de intensidad y magnitud de Walker, 1980), se destacó por un considerable aumento en la frecuencia de las explosiones, que según testigos de la erupción se repetían en intervalos de 5 a 10 minutos (Tabla III-5). Una columna eruptiva sostenida de 21 km de altura (método de Carey y Sparks, 1986) y flujos piroclásticos que descendían sobre las pendientes que rodean al volcán, le dieron la apariencia a la cima del volcán de una "olla hirviente" (testigos Cap. II).

Aunque existen reportes de caída de ceniza sobre Ciudad Guzmán durante los días 21, 22 y posiblemente 24 de enero (Waitz, 1915), ésta debió ser el producto de una columna eruptiva no sostenida y de menor dimensión, que correspondió a una etapa menos violenta que la que caracterizó la primera parte de la fase III, de la cual se hablará con mayor detalle en los siguientes párrafos.

La fase III esta formada por las unidades DC-VIII, DS-IX, DFCEP-X y DFCE-X' (Cap. III). La unidad DC-VIII corresponde a un depósito de caída aérea compuesto principalmente por pómez y escoria que tuvo un alcance de más de 700 km y llegó hasta la Ciudad de Saltillo, Coahuila (Fig. III-21 y 22). La unidad DS-IX corresponde a un depósito de oleada piroclástica que está asociado genéticamente a la unidad DFCEP-X (Cap. III), expuesto principalmente hacia el N, S, SE y SW del volcán. Por último, las unidades DFCEP-X y DFCE-X' corresponden a depósitos de flujos piroclásticos compuestos tanto de ceniza y pómez, como de ceniza y escoria localizados a distancias mayores a 15 km hacia el S, SE y SW (Fig. III-26).

Debido a lo complejo de la fase III, se tratará por separado la relación entre los depósitos de caída aérea (unidad DC-VIII) y los de flujos piroclásticos de ceniza y pómez (DFCEP-X).

La relación entre los depósitos de las unidades DC-VIII y DFCEP-X se observa en los resultados de los análisis de componentes (Fig. III-5), donde ambas unidades presentan a la pómez como principal componente juvenil (Tabla III-2; Cap. III). La unidad DC-VIII tiene entre 32 y 49 % de pómez beige y la unidad DFCEP-X tiene 33 %. En cambio el contenido de clastos accesorios es mayor en los depósitos de flujo piroclástico con un 67 % en promedio contra 53 % en los depósitos de caída aérea. Además, en los depósitos de flujo predominan por escaso margen los accesorios poco densos (Fig. III-5 y Tabla III-2). Lo anterior se toma en cuenta para argumentar que existe una relación genética entre los depósitos de la unidad DCA-VIII y la unidad DFCEP-X y proponer que la unidad X se desprendió de la columna eruptiva (*pliniana o sib-pliniana*) de la cual se formaron los depósitos de la unidad DC-VIII.

Los depósitos de caída tienen valores promedio de $M_d = 1 \phi$, mientras que los depósitos de flujos de $M_d = -2 \phi$ (Tabla III-1), esto indica que los depósitos de caída aérea constan de material más

fragmentado, si además se considera que en los depósitos de flujo (unidad DFCP-X) el contenido de clastos accesorios es mayor podemos concluir que los depósitos de caída son menos densos que los depósitos de flujo piroclástico. Esto se puede interpretar como el resultado de un proceso de separación de material por diferencias de densidad durante el proceso de colapso de la columna eruptiva.

Un elemento adicional que apoya la idea del colapso de columna, lo aporta la estratigrafía de los depósitos de caída aérea (unidad DC-VIII) donde se observó una secuencia de hasta tres horizontes con gradación inversa o una alternancia de gradación inversa y normal (VFC 96-39, 40; Fig. III-3). Lo que se interpretó como el resultado de variaciones en la tasa de descarga de magma durante la erupción, debido posiblemente a un aumento ó disminución en el diámetro del conducto. El diámetro del conducto pudo aumentar debido a la erosión que provocó la salida de material durante la erupción, favoreciendo el aumento de la tasa de descarga y por consecuencia la velocidad convectiva haciendo que las partículas de un tamaño dado puedan alcanzar mayores alturas en la columna eruptiva antes de ser liberadas y arrastradas por acción de los vientos a lugares más alejados. De esta manera se favorece la formación de una gradación inversa y el aumento de material accesorio por erosión del conducto (Wilson 1980).

Otra posibilidad pudo ser la disminución en la altura de la columna eruptiva como resultado de una obstrucción temporal del conducto por derrumbes de las paredes internas del mismo, provocando una disminución momentáneamente el gasto y un consecuente colapso de columna. Esto produjo una serie de explosiones que expulsaron el material que obstruyó el conducto lanzando al aire grandes bloques incandescentes (testigos Cap. II).

De esta forma se explica la formación de flujos piroclásticos de ceniza y pómez por colapso de columna (VFC 95-1), los cuales debieron presentarse simultáneamente al desarrollo de la columna eruptiva y se derramaron sobre las pendientes del volcán para posteriormente encauzarse por las barrancas (testigos Cap. II).

La mayor movilidad de los flujos piroclásticos de la unidad DFCP-X se puede explicar por el colapso de columna, aumento de material juvenil y el consecuente incremento en el grado de fluidización de los flujos piroclásticos, lo que reduce la resistencia crítica (*yield strength*) e incrementa la movilidad de los flujos piroclásticos (Wilson, 1980; Tabla IV-4).

Con relación a lo anterior Sparks (1978) modeló la pérdida de gas en partículas juveniles de ceniza durante el desarrollo de un flujo y concluyó que la producción de gas puede ser suficiente para fluidizar partículas finas y medianas de ceniza en flujos piroclásticos de volúmenes grandes y medios, lo cual se traduce en una reducción de la resistencia crítica por fluidización. Este fenómeno puede también producir una gradación en los flujos piroclásticos al propiciar la separación de los clastos más densos hacia la base y los menos densos hacia la cima. Esto normalmente no se observa en los flujos con una resistencia crítica alta que tienen la capacidad de soportar grandes bloques en la parte media y alta del flujo.

Otro parámetro que puede ser usado para mostrar de manera cuantitativa la alta movilidad de los flujos piroclásticos de la unidad DFCEP-X en relación a los producidos en la fase eruptiva II, es el coeficiente de fricción aparente propuesto por Heim (1932).

Para el caso de los flujos piroclásticos de la fase III, el coeficiente de fricción aparente se calculó considerando que éstos iniciaron su descenso de la cima del volcán a 3850 msnm, obteniendo valores que varían de 0.18 a 0.26. También se observó un exceso de escurrimiento (Lc) de entre 5.3 a 11.5 km con relación al valor promedio de la $\tan \alpha = 0.6$ (Tabla IV-4) y que comparados con los valores de los flujos piroclásticos de las fases I (0.40) y II (0.29) reflejan una mayor movilidad (Tabla IV-2 y 3). Lo anterior se puede explicar si se considera que el exceso de impulso (*momentum*) de los flujos piroclásticos de esta unidad es el resultado de un colapso de columna de una altura superior a los 3850 msnm.

Por otra parte, es importante tomar en cuenta que el alcance de los flujos piroclásticos de la unidad DFCEP-X en algunas zonas se vio limitado por barreras topográficas, pues existen indicios de que éstos se impactaron tanto en las paredes de la caldera en la parte N, como en las lomas que limitan la cuenca de la Yerbabuena, Jabalí y La Joya al S y Sw del volcán. Además, en esta zona los flujos piroclásticos desbordaron los cauces de las barrancas, hecho que también pudo reducir su alcance (Sheridan, 1979). Por lo tanto, es posible que los flujos piroclásticos que alcanzaron las áreas antes mencionadas en realidad tengan un coeficiente de fricción aparente menor al calculado en este trabajo (Fig. III-26; Tabla IV-4).

Por tanto, los depósitos de las unidades DC-VIII y DFCEP-X se asocian a la primera parte de la fase III, durante la cual se desarrolló una columna eruptiva *pliniana-subpliniana* que dio origen a depósitos de caída aérea (unidad DC-VIII) y a depósitos de flujos piroclásticos de ceniza y pómez (unidad DFCEP-X).

Los depósitos de la unidad DS-IX (Cap. III), por lo general se encuentran subyaciendo o separando unidades de flujo de las unidades DFCEP-X y DFCE X' (VFC 95-1, 96-1 y 94-82) por lo que se les asoció genéticamente a los flujos piroclásticos de pómez y escoria (Fig. III-12 y 14). Los depósitos de la unidad DS-IX están ampliamente distribuidos hacia el N a más de 2 km (VFC 94-82 y 95-53, Fig. III-3), así como en todas las barrancas que circundan la parte S del volcán, donde alcanzan hasta 9.4 km de distancia del volcán (Barrancas Zarco y Monte Grande).

Tabla IV-4. Coeficiente de Heim de los flujos piroclásticos de la unidad DFCP-X.

Año de erupción	Barranca	Unidad Estratigráfica	Altura inicial (H _i) en km	Altura final (H _f) en km	dH = H _i -H _f en km	máximo alcance (L) en km	Coefficiente de Heim dH/L	L _c = L _c (dH/tan 32°)	Volumen en km ³	Angulo en grad. dH/L = tan
1913	La Lumbre	DFCP y E	3.85	1.00	2.85	13.50	0.21	8.90	0.0024	11.90
1913	El Zarco	DFCP y E	3.85	1.15	2.70	12.50	0.22	8.15	0.0430	12.40
1913	Cordobán	DFCP y E	3.85	1.10	2.75	13.20	0.21	8.76	0.0010	11.90
1913	San Antonio	DFCP y E	3.85	1.46	2.39	10.20	0.23	6.55	0.1430	12.90
1913	Monte Grande	DFCP y E	3.85	1.25	2.60	15.70	0.17	11.51	0.0019	9.60
1913	El Muerto	DFCP y E	3.85	1.18	2.67	15.10	0.18	10.79	0.0020	10.20
1913	El fresnal	DFCP y E	3.85	1.30	2.55	9.70	0.26	5.59	0.0004	14.50
1913	La Tuna	DFCP y E	3.85	1.20	2.65	14.70	0.18	10.43	0.0012	10.20
1913	Santa Ana *	DFCP y E	3.85	1.38	2.47	10.00	0.25	6.02	?	14.00
1913	Cafesito	DFCP y E	3.85	1.55	2.30	9.00	0.26	5.29	0.0090	14.50
1913	La Arena	DFCP y E	3.85	1.08	2.77	15.00	0.18	10.53	0.0021	10.20
1913	Beltrán	DFCP y E	3.85	1.00	2.85	15.90	0.18	11.30	0.0016	10.20

* El alcance de esta barranca fue inferido por fotos aéreas; L_c = exceso de distancia recorrida (excessive runout).

dH = diferencia de alturas; grad. = grados; ? = volumen desconocido

Los depósitos de la unidad DS-IX, presentan estratificación laminar, masiva y en ocasiones cruzada (Cap. III), además en el punto 95-1 ubicado a 2.5 km en la Barranca Cordobán W se observaron discretos horizontes de *lapilli acrecional*, por lo que es factible que éstos horizontes se hayan depositado a partir de una nube piroclástica húmeda en las partes cercanas al volcán, debido a la expulsión de vapor de agua del sistema hidrotermal (Foto III-3').

Dinámica de los flujos piroclásticos fase eruptiva III.

La unidad DS-IX, está compuesta principalmente de material accesorio aunque tiene un 12 % de material juvenil (pómez principalmente). Tomando en cuenta sus componentes se podría asociar tanto a los flujos piroclásticos de ceniza y pómez de la unidad DFCP-X, que tienen un 33 % de pómez juvenil como al desprendimiento de la fase fina (*ash cloud*) de los flujos piroclásticos de bloques y ceniza de la unidad VII. El porcentaje de componentes de la unidad IX es similar al de los depósitos de la unidad DS-VII (Fig. III-5 y Tabla III-2) sin embargo, por la posición estratigráfica en los puntos VFC 94-82 y VFC 96-11 donde se observó a los depósitos de la unidad DS-IX separando a unidades de flujo de la unidad DFCP-X, se cree que ambas unidades (DS-IX y DFCP-X) están asociadas genéticamente de manera similar a lo observado en las unidades DS-VI y DFBC-VII (Wilson *et al.*, 1982; fase II) de la fase II. Por lo que se piensa que los depósitos de la unidad DS-IX se desprendieron de la parte frontal de los flujos piroclásticos de la unidad DFCP-X (33 % de pómez juvenil) para formar un *ground surge*.

Es importante tomar en cuenta que los flujos piroclásticos de la unidad DFCP-X se formaron a partir de un colapso de columna, lo cual les dio una mayor velocidad al correr sobre las pendientes del volcán, permitiendo una más eficiente ingestión de aire y una mayor fluidización, favoreciendo la separación de la porción fina y el desarrollo de oleadas piroclásticas (*ground surges*; Wilson *et al.*, 1982).

Características de la dinámica de los flujos piroclásticos de la fase III.

Algunos aspectos de la dinámica interna de los flujos piroclásticos de la fase eruptiva III, se deducen de la textura y características sedimentológicas de sus depósitos (Cap. III). Al respecto se observó que los depósitos de ésta unidad presentan frecuentemente marcas de degasificación (*pipes*) hacia la base y parte media de los depósitos (VFC 96-13 y VFC 96-11), gradación normal y en ocasiones inversa pero en especial llaman la atención horizontes de 1 a 2 m de espesor y ~10 m de largo compuestos casi totalmente por una concentración de bloques, principalmente accesorios, orientados en la dirección del flujo, ubicados casi siempre hacia la base y parte media de los depósitos y separados de horizontes de textura más fina (escaso contenido de bloques) por un contacto lineal casi plano bien definido el cual marca el repentino

cambio de texturas (Fig. III-30).

Lo anterior muestra que la unidad DFCP-X se emplazo a partir de dos fases fluidas completamente diferentes. Uno de estos depósitos fue el producto de un flujo denso de posible movimiento en masa, donde las fuerzas dispersivas predominaron y permitieron el soporte de grandes bloques por una matriz de ceniza (gradación inversa), lo que indica que los flujos piroclásticos presentaban una considerable resistencia crítica (*yield strength*) mientras que en la otra fase, la presencia de *pipes* indica un alto contenido de gas, por lo que se trata de flujos piroclásticos parcialmente fluidizados.

La presencia de estas dos facies en horizontes bien definidos se interpretó como el resultado de cambios locales o temporales en la dinámica de flujo, lo que provocó la formación de un flujo turbulento (poco denso) y una consecuente fluidización lo que favoreció la segregación de la parte densa del flujo (bloques) hacia la base del depósito y el desarrollo de un *ground layer* (Walker, *et al.*, 1981, Wilson *et al.*, 1982).

El origen de los cambios temporales y espaciales en la dinámica de un flujo (de laminar a turbulento), se debe a varias causas entre las cuales se pueden citar dos: 1.- La ingestión de aire frío en la parte frontal de un flujo piroclástico denso (Wilson *et al.*, 1982) y 2.- Cambios en la morfología de las barrancas (Freundt *et al.*, 1985), lo que incluye ligeras variaciones de la pendiente, reducciones y ampliaciones del cauce, así como súbitos cambios de dirección por barreras topográficas (Cole *et al.*, 1993 y Macías, 1994). En éste caso es posible que la concentración de los bloques en horizontes bien definidos sea el resultado de un cambio temporal en la dinámica de los flujos piroclásticos, al pasar de un régimen laminar a uno turbulento por efecto de cambios en morfología de las barrancas. La alta concentración de líticos en horizontes bien definidos se observó en varias de las barrancas que circundan al volcán entre la cota 1500 m y la cota 1640 m. Esta zona coincide además con reducciones y súbitos cambios en la dirección y pendiente de los cauces (Tabla IV-5 y Fig. III-3).

Es importante señalar que en algunos puntos los flujos piroclásticos de esta fase eruptiva remontaron los límites de las barrancas y continuaron fluyendo en favor de la pendiente. Lo anterior fue posiblemente el resultado de varios factores entre los que podemos señalar la velocidad con que descendían, la cantidad de material que se produjo en las fases anteriores rellenando parcial o totalmente las barrancas y lo sinuoso de la topografía de los cauces. Este fenómeno se observó en las barrancas Monte Grande, El Muerto y La Tuna donde los flujos piroclásticos remontaron los límites del cauce y siguieron hasta donde ahora están asentados los poblados de La Yerbabuena, Becerrera, Ranchos Jabalí, La Joya, El Fresnal y Causenta.

Tabla IV-5. Relación entre la morfología de las barrancas y puntos donde se observó segregación de bloques (unidad DFCEP y E-X, X')

Punto de observación	Barranca	Cota (mm)	Diferencia de pendiente en grad. **	Observaciones
VFC 95-46A'	B. Arena	1640	3°	Reducción del cauce y frecuentes cambios de dirección.
VFC 96-19	B. Muerto	1500	2°	Cauce reducido y frecuentes cambios de dirección por barreras topográficas.
VFC 9611, 13	B. Monte Grande	1670	2°	Area de cauce reducido y con frecuentes cambios de dirección.
VFC 96-3	B. San Antonio	1820	6°	Area de cauce reducido con frecuentes cambios de dirección por barreras topográficas
VFC 96-1	B. Cordobán	1575	4°	Súbita reducción del cauce y cambios en su dirección por barreras topográficas

** Se refiere a un súbito cambio en la pendiente de la barranca y el valor es el resultado de la diferencia de pendientes; grad. = grados.

Caída Secundaria.

Uno de los testigos de la erupción (Petra Montes de Oca; Cap. II; Fig. IV-1) reportó caída de pequeñas rocas del tamaño de la grava en el poblado de Barranca del Agua ubicado a 12 km al S-SW del volcán (Fig. III-3). Además, señaló que la caída se producía al mismo tiempo que los flujos piroclásticos (unidad DFCP-X) descendían por las barrancas La Lumbre y Cordobán. En 1995 Navarro y Cortés (informe interno) reportaron en el poblado de Barranca del Agua un horizonte retrabajado de pómez beige con diámetros de 1 a 1.5 cm, ubicado entre dos suelos. Al respecto es importante mencionar que en las secciones estratigráficas levantadas en las barrancas ubicadas al S del volcán no se observó ningún horizonte de caída que pudiera relacionarse con la erupción de 1913. lo que hace pensar que la caída secundaria de material a la que hace referencia el testigo tuvo una distribución restringida en la cuenca de La Yerbabuena.

Este hecho hace pensar que los flujos piroclásticos de la fase III viajaron en dirección SW impactándose contra las paredes que limitan la cuenca, lo que provocó el desarrollo de una caída de pómez principalmente hacia el S-SW sobre los montículos (Hummocks) que rodean esta área (Fig. IV-1). Este mecanismo también pudo ser el responsable de la ligera caída de ceniza que afectó a la Ciudad de Colima (Tabla III-5).

Es importante señalar que la dirección de los vientos sobre los 4000 m de altura tuvieron una dirección N-NE, pero en cotas más bajas la dirección de los vientos pudo ser hacia el S-SW. Este fenómeno es frecuente en la época del año en la cual se produjo la erupción, por lo que no es raro que la ceniza que se desprendió de los flujos piroclásticos haya sido arrastrada por los vientos hasta la ciudad de Colima.

Este mismo fenómeno pudo haber ocurrido en el área de El Playón en la parte N del volcán (3000 msnm), al impactarse los flujos contra las paredes de la caldera del Paleofuego, dado que en el punto VFC 96-30 (Fig. III-3) se encontró un depósito de caída de pómez y escoria retrabajada, con diámetros mayores a los observados en los depósitos de caída del Playón. Esto no concuerda con la distribución de tamaños observada para los depósitos de la fase *pliniana o sub-pliniana*.

Después de algunos meses de ocurrida la erupción se reportó caída de ceniza en los ranchos aledaños a la Barranca La Lumbre. Según Waitz (1915) este fenómeno se debió a pequeñas explosiones ocasionalmente por el contacto entre los depósitos calientes y el agua fría del Río La Lumbre (Tabla III-5).

Etapa final de la fase eruptiva III.

El resultado de los análisis de componentes realizados a las muestras 96-20A y B (Fig. III-5),

indican que estos depósitos están compuestos principalmente de escoria juveniles (>65 %; Tabla III-2). Esto representa una marcada diferencia en composición en relación a los depósitos de ceniza y pómez (33 %) de los flujos piroclásticos asociados al colapso de la columna eruptiva sostenida.

En general, los flujos piroclásticos de ceniza y escoria muestran un gradual aumento en el contenido de material juvenil de la base a la cima (65 % a 82 %; Fig. III-1) con un contenido de clastos accesorios de 34 % a 16 % y ~1 % de pómez juvenil (Cap. III; Fig. III-5 y Tabla III-2).

Los análisis de componentes de los depósitos producidos durante esta fase fueron de gran utilidad e importancia ya que permitieron diferenciar dos diferentes etapas de la fase III, pues durante el reconocimiento de campo no fue posible distinguirlos claramente debido a que estos depósitos tienen características texturales muy similares.

La posición estratigráfica y la distancia al cráter de las muestras analizadas, así como las descripciones de los testigos (Cap. II), permiten afirmar que primero se emplazaron los depósitos de flujo piroclástico de ceniza y pómez como producto del colapso de la columna y después coronando la estratigrafía, se emplazaron los depósitos compuestos por ceniza y escoria producto de una etapa eruptiva menos explosiva (VFC 96-20, VFC 95-90, 83 y 53; Cap. III).

La parte final de la fase III fue menos violenta que la primera, tanto en intensidad como en la frecuencia de las explosiones, mismas que gradualmente fueron disminuyendo. Es precisamente esta parte de la erupción de 1913 la que Waitz (1915) observó a su llegada el día 22 de enero, refiriéndose a la formación de flujos piroclásticos como "*nubes en forma de coliflor*" por la forma que adoptaban las nubes de ceniza al ascender por encima del cráter (Tabla III-5).

La formación de flujos piroclásticos en esta fase de la erupción fue disminuyendo siendo cada vez más espaciadas y localizadas. Es decir que el material al salir del cráter ya no se derramaba alrededor del volcán sino que se encauzaba sólo por algunos sectores del edificio. Al respecto, Waitz (1915) describió el desarrollo de este tipo de flujos piroclásticos y señaló que uno se encauzó por la Barranca de Beltrán y otro por La Barranca Lumbre, siendo éste último el que dio fin a la erupción el día 24 de enero de 1913.

La parte final de la fase III, se caracterizó por presentar esporádicas explosiones que formaban pequeñas columnas de ceniza que por la acción de los vientos fueron transportadas ~30 km del volcán, en dirección N-NE afectando a los poblados más cercanos incluyendo a Ciudad Guzmán (Waitz 1915), además también se formaron flujos piroclásticos. Estos últimos corresponden a flujos piroclásticos densos con un resistencia crítica importante, pues se observa una gran cantidad de bloques accesorios y de escoria soportados por una matriz de ceniza.

Los flujos piroclásticos de esta etapa se desarrollaron directamente al salir del conducto, formando posiblemente una columna muy densa de material que ascendía a poca altura y colapsaba casi instantáneamente para encauzarse por uno de los flancos del volcán, formando nubes en forma de coliflor

por elutriación de la fracción fina de los flujos piroclásticos durante su descenso para después ser arrastrada por los vientos hacia la cima del volcán.

Estas observaciones sugieren que la erupción cambió de estilo eruptivo de un tipo *pliniano* o *sub-pliniano* a uno de tipo *vulcaniano* caracterizado por la presencia de material escoriáceo y esporádicas explosiones separadas por intervalos de tiempo que gradualmente se fueron haciendo más largos hasta desaparecer después del día 24 de enero de 1913, fecha en la que terminó la erupción en su etapa más intensa.

Las observaciones anteriores permiten dividir los depósitos de la fase III en dos partes:

La primera corresponde a la etapa *pliniana*, *sub-pliniana* que ya se ha descrito y que derivó en la formación de flujos piroclásticos de ceniza y pómez (color beige o café claro), producto de un magma andesítico con al menos 61 % de SiO₂ (Robin *et al.*, 1990).

Mientras que la segunda parte fue una etapa menos violenta, posiblemente *vulcaniana*, con esporádicas explosiones y formación de densos flujos piroclásticos de ceniza, escoria y material juvenil denso con ~ 1 % de pómez, derivados de un magma más básico con un contenido de SiO₂ de entre 56.5 % a 58.4 % (Robin *et al.*, 1990; Luhr y Carmichael 1990; VFC 96-20A y B).

Lo anterior muestra que los productos juveniles de la erupción de 1913, son el resultado de una mezcla de magmas, hecho que posiblemente marcó la pauta en el comportamiento eruptivo de la fase III.

Aunque no fue posible delimitar con exactitud los alcances de los diferentes tipos de flujos piroclásticos de la fase III, los de ceniza y pómez debieron tener un mayor alcance ya que fueron el producto del colapso de una columna *pliniana* o *sub-pliniana*, mientras que los flujos piroclásticos de ceniza y escoria son el producto de una actividad de tipo *vulcaniana*.

IV.2.- Parámetros físicos de la erupción de 1913.

IV.2.1.- Cálculo de volumen para los depósitos de caída aérea.

Para calcular el volumen de los depósitos de caída aérea (DCA-VIII) se utilizaron tres métodos:

1).- El método propuesto por Pyle (1995), donde se cuantifica el volumen mínimo de caída aérea utilizando sólo el área mapeada. Este método como el de Firerstein *et al.* (1992) se basa en el comportamiento pseudo-lineal que presentan tanto espesores como diámetro de partículas con la distancia a la fuente. Para facilitar el cálculo de volumen y para corregir algunas imperfecciones de las isopacas por viento y por espesores secundarios, se propone hacer una gráfica de espesor ($\log T$) vs. área (\sqrt{A}). En esta gráfica se forman una o dos rectas que muestran un adelgazamiento exponencial de los espesores con respecto a la distancia. De esta forma se representan los datos de espesor y distancia, extrapolando espesores más allá de la zona mapeada obteniendo un cálculo de volumen próximo al original.

En este trabajo se calculó un volumen de $= 0.99 \text{ km}^3$ usando el método de Firerstein *et al.* (1992) y de 0.71 km^3 usando el método de Pyle, (1995) considerando sólo el área mapeada y asumiendo que las isopacas son de formas circulares o elípticas (ver Anexos).

2).- También se calculó el volumen por la regla del trapecoide (Firerstein *et al.*, 1992) donde se toma como base una gráfica de espesor vs. área y se calcula el área bajo la curva la cual se adapta a un trapecoide. Para este trabajo se tomaron varios intervalos (entre isopacas), donde los espesores y distancia guardaron un comportamiento casi lineal, obteniéndose un volumen promedio de 1 km^3 . Este valor es similar al que se obtuvo por el método de Firerstein *et al.*, (1992) que fue de 0.99 km^3 (ver anexos).

3).- Por último, se calculó el volumen por el método convencional donde se suma el producto de cada isopaca por su espesor obteniendo el volumen total de 0.16 km^3 (Tabla IV-6). Este valor difiere enormemente de los valores obtenidos por los otros métodos, debido a que el método de las isopacas considera áreas planas y no toma en cuenta el decaimiento que sufre el espesor al aumentar la distancia a la fuente.

Aunque la diferencia entre el método convencional y los otros tres es considerable, se piensa que el valor de 0.99 y 1.0 km^3 es el más real pues es congruentes con los valores de intensidad y magnitud que caracterizan el desarrollo de una columna eruptiva *pliniana* que alcanzó 21 km de altura como fue la de 1913 (Carey *et al.*, 1989; 1986; Tabla IV-7). El volumen calculado por el método de Pyle, (1995) también pudo tomarse como real, sin embargo este método sólo considera volúmenes mínimos, por lo que el volumen de 0.99 km^3 parece el más adecuado.

Estos valores también difieren significativamente del volumen estimado por Waitz (1915) que es de 5 a 10 km^3 para los depósitos de caída.

Tabla IV-6. Cálculo del volumen de los depósitos de la unidad DC-VIII, por el método de isopacas.

Espesor (cm)	Espesor (km)	Alcance (Km)	Area total isopaca (km²)	Volumen del depósito (Km³)	Puntos de observación
0.01	1.00E-07	725.00	141151.10	0.014	Saltillo Coah.
0.10	1.00E-06	262.50	23767.70	0.024	Aguascalientes, Aga.
0.50	5.00E-06	125.00	4864.60	0.024	Guadalajara Jal
1.00	1.00E-05	38.13	489.70	0.005	Sayula Jal.
15.00	1.50E-04	32.10	397.60	0.060	C. Guzmán Jal.
30.00	3.00E-04	12.30	32.93	0.010	Piedra anch, V. Nevado
45.00	4.50E-04	7.30	14.89	0.007	N - V. Nevado
65.00	6.50E-04	5.00	11.38	0.007	S - V. Nevado
100.00	1.00E-03	2.10	5.24	0.005	Playón
Total=				0.16	

IV.2.2.- Cálculo de la altura de la columna eruptiva.

Consideraciones teóricas:

En este trabajo se utilizó el modelo desarrollado por Carey y Sparks 1986 denominado "modelo cuantitativo para la dispersión de tefra por columnas eruptivas". En este modelo la dispersión de los clastos depende de su diámetro y densidad, que a su vez depende de la tasa de descarga de magma. El modelo configura la geometría de las isopletras características para cada erupción.

Para obtener los datos de dispersión de partículas fue necesario hacer un reconocimiento de campo y medir los diámetros máximos de clastos a diferentes distancias de la fuente, a partir de estos datos se configuró el plano de isopletras, que muestra líneas de máximo alcance para un determinado diámetro de partícula. El plano sirve además para configurar un perfil de velocidades de caída, pues tanto la velocidad de caída como la distancia que alcanza un clasto, dependen de la máxima altura que puede alcanzar una partícula. Es decir, si conocemos la velocidad de caída, la cual se considera igual a la de salida (conociendo además la densidad y radio del clasto) e igualamos energía potencial y cinética se puede conocer la altura de la columna que alcanzó una partícula con diámetro y densidad conocidas.

La ecuación siguiente, fue propuesta por Wilson *et al.* (1976) para calcular la velocidad de salida:

$$\frac{3C_p v^2}{8g} = r\sigma \text{-----(1)}$$

Donde:

C = coeficiente de fricción del aire, se toma como constante =1.

v = velocidad de salida (que para este modelo se toma como igual a la velocidad de caída).

ρ = densidad del gas.

σ = densidad de la roca, r es el radio de la partícula considerada.

g = aceleración de la gravedad.

r = radio de la partícula.

En la ecuación 1 se observa que el valor de $r\sigma$ depende prácticamente del valor de ρv .

El modelo de Carey y Sparks. (1986), presenta algunas variaciones que dependen de la forma en que hayan sido obtenidos los datos de campo, en algunos trabajos se tomó el promedio de los tres máximos clastos observados en un punto (Walker, 1971), mientras que otros autores han medido los diez más grandes por metro cuadrado (Suzuki,1973). Los diferentes procedimientos derivan en algunas variaciones en el resultado, también se han registrado diferentes resultados que se deben a la forma en la

que se analizaron los datos y configuraron las isopletras. Carey y Sparks, (1986) señalan que en la aplicación del modelo se han registrado variaciones en la altura de la columna de hasta 5 km ó 14 % debido a diferencias en la forma de manejar los datos de campo. Otro factor que puede afectar el resultado es la variación en la densidad de los clastos de pómez (variación en la proporción de vesículas). Estas, además son más propensas a romperse en el momento de la caída. Sin embargo, el modelo propuesto por Carey y Sparks (1986) contempla el uso de la pómez siempre y cuando se calcule una densidad representativa y se eliminen los puntos donde se aprecie que la pómez se haya fragmentado al impactarse al sustrato, pero para obtener mejores resultados lo más recomendable es usar líticas

Configuración de isopletras para la unidad DC-VIII de la erupción de 1913:

Para configurar el plano de isopletras de la fase III de la erupción de 1913, se realizó un muestreo de los depósitos de caída aérea. No fue posible la obtención de datos a distancias mayores de 15 km al N-NE del volcán. En cada afloramiento se tomaron los 5 clastos de pómez con diámetro mayor y se puso especial atención en que los clastos no estuvieran fragmentados así como en el tipo de clasto muestreado, ya que es frecuente encontrar tanto pómez como escoria. Posteriormente se identificó cada punto muestreado con el valor del diámetro que le correspondía y ya con los puntos ubicados sobre un plano se procedió a unir por medio de una línea los valores de diámetros iguales y a la interpolación de valores, de esta forma se obtuvo el plano de isopletras (Fig. IV-2). La densidad promedio de la pómez (1500 kg/m^3) se calculó de 5 clastos de pómez.

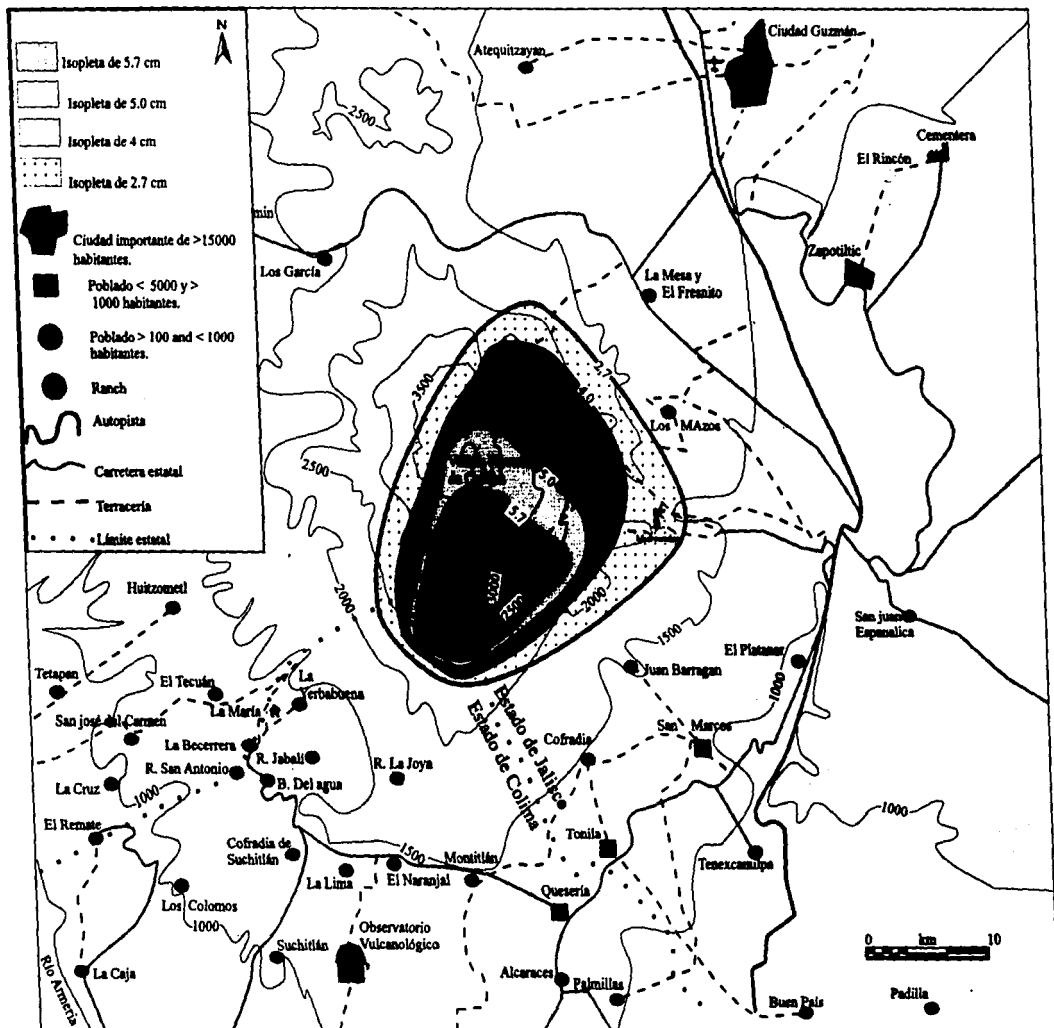


Fig. IV-3 Plano de isoplethas de los depósitos de caída aérea de la unidad DCA-VIII (fase III).

Aplicación del modelo:

El modelo de Carey y Sparks (1986), contempla la geometría de las isopletas, misma que depende principalmente de la altura de la columna, la que a su vez depende directamente de la tasa de descarga, mientras que el eje mayor (en caso de que la geometría de la isopleta sea asimétrica por efecto del viento) depende tanto de la altura de la columna como de la velocidad y dirección del viento. Basados en lo anterior, Carey y Sparks, (1986) proponen un diagrama donde modelan teóricamente isopletas para partículas de 0.8, 1.6, 3.2 y 6.4 cm de diámetro con una densidad de 2500 kg/m^3 ó su equivalente con otros diámetros de partículas (Fig. IV-3).

Para la erupción de 1913 se aplicó este modelo usando la configuración de la isopleta de 2.7 cm de diámetro y con una densidad de clasto de 1500 kg/m^3 , lo que dio como resultado una altura de columna eruptiva de alrededor de 21 km (Fig. IV-4) afectada por un viento con una velocidad de entre 10 y 15 m/s. La velocidad del viento calculada con el modelo, concuerda con las velocidades de viento registradas por la estación meteorológica "Volcancito" de la Universidad de Colima ubicada a 3500 msnm sobre el volcán, la cual registró una velocidad promedio de viento de 13 m/s con direcciones hacia el N-NE y E durante el mes de enero de 1994.

En la tabla IV-7 se muestran de manera sinóptica algunos datos complementarios de los depósitos de la erupción de 1913. En esta tabla se usó el concepto de intensidad tal y como lo sugieren Carey y Sigurdsson, (1989), modificado de Walker (1980), quién lo define como la tasa de descarga del magma en kg/s y m^3/s . El volumen DRE se calculó usando el método de Fierstein y Hildreth (1992) modificado por Komorowski, (1996; no publicado; Anexos II).

Para complementar los datos de la tabla anterior, se calculó el índice de explosividad (VEI) de Newhall *et al.* (1982) para la erupción de 1913, ya que en este trabajo se cuenta con los datos de altura de columna, volumen eyectado en m^3/s y duración, los cuales se aplicaron a la tabla de Newhall obteniendo un valor de explosividad (VEI) de 4.

Es importante resaltar que los valores de intensidad (kg/s y m^3/s), magnitud (masa total) y altura de la columna eruptiva, son característicos según Carey y Sigurdsson (1989) de una erupción de tipo "Pliniana". Sin embargo, según Walker (1973) la altura que alanzo la columna eruptiva en su fase más intensa corresponde a una erupción tipo *sub-pliniana*.

Con el propósito de comprar los valores obtenidos para la erupción de 1913 con los de otras erupciones de características similares, en la tabla IV-7 se muestran algunos valores de erupciones de tipo *pliniano* y *sub-pliniano* ocurridas en otros volcanes.

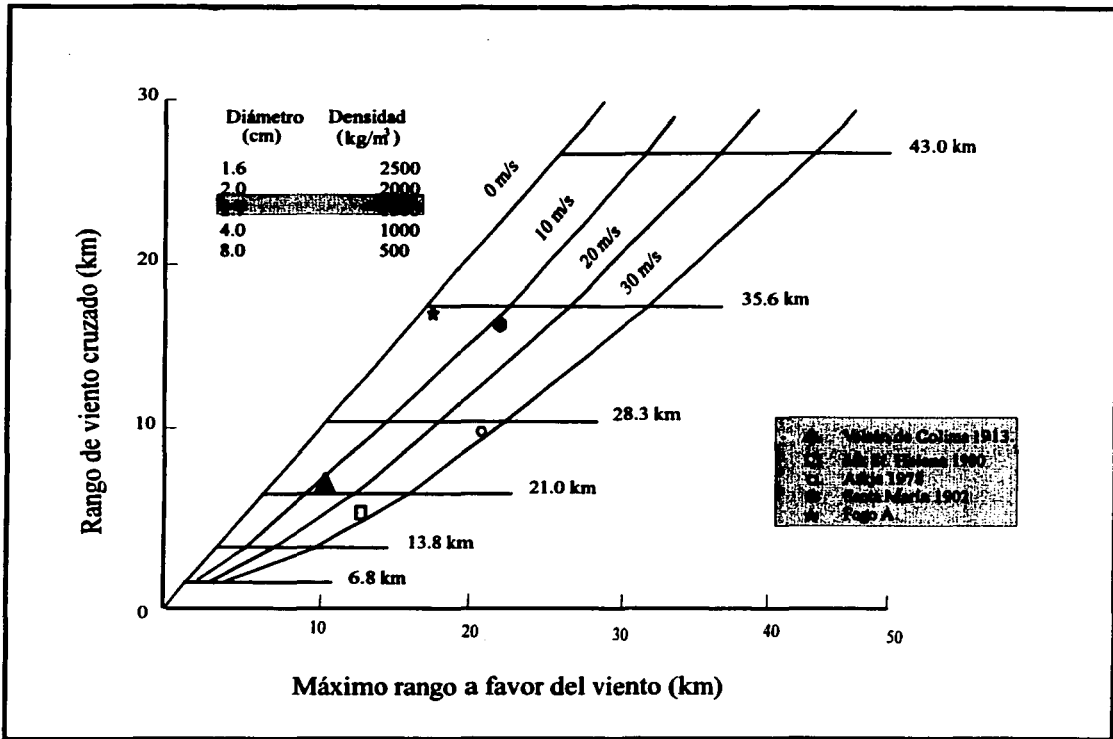


Fig. IV- 3. Modelo para el cálculo de altura de columna eruptiva propuesto por Carey y Sparks, 1986.

IV.2.3.- Coeficiente de fricción.

Este parámetro fue propuesto para caracterizar deslizamientos de rocas de acuerdo a la relación de la altura de inicio del deslizamiento (H) y la distancia horizontal máxima alcanzada (L). La mayoría de los deslizamientos tienen un coeficiente de fricción aparente de 0.6 que equivale a una pendiente de 32°. Esto significa que con una pendiente de más de 32° casi cualquier material tiende a deslizarse. Sin embargo, Heim (1932) observó que en muchas ocasiones el alcance de los depósitos era mayor al esperado, por lo que el coeficiente de fricción era menor que 0.6. Este fenómeno, que implica una movilidad anormalmente alta se puede explicar por la acción de un lubricante.

El material involucrado en un derrumbe puede ser lubricado por aire, agua o algún otro medio, disminuyendo el coeficiente de fricción y aumentando la movilidad del material. El coeficiente de fricción aparente (coeficiente de Heim, 1932) está definido por la ecuación 2 de la siguiente manera:

$$H/L = \tan \alpha \text{-----} (2)$$

Donde:

H = altura de inicio del deslizamiento.

L = alcance horizontal máximo de los depósitos.

$\tan \alpha$ = coeficiente de fricción aparente.

Tomando como base este principio Sheridan (1979) usó el concepto de línea de energía para explicar el exceso de movilidad de algunos flujos piroclásticos, así como el hecho de que algunos flujos piroclásticos sean capaces de remontar barreras topográficas ubicadas por debajo de la línea de energía (línea de energía es la representación gráfica del coeficiente de fricción que caracteriza a un flujo piroclástico y es igual a $H/L = \tan \theta_r$; donde θ_r es $> 32^\circ$).

IV 3.3.- Hipótesis sobre la explosividad de la erupción de 1913.

Generalidades:

Las erupciones explosivas son variadas en cuanto a sus productos y efectos, por lo que es difícil generalizar sobre el proceso que las genera. Lo único que todas tienen en común es una súbita liberación de energía de gas bajo presión, pero la manera como la expansión de los volátiles actúa sobre las rocas o magma difiere ampliamente (McBirney, 1979). Por ello, el comportamiento eruptivo en un volcán es

fuertemente dependiente de la manera como se expande el gas en su ascenso hacia la superficie.

Algunos factores físicos que también pueden influir sobre la explosividad de una erupción son: 1.- los esfuerzos a los que están sometidas las rocas, 2.- porosidad y permeabilidad del conducto (eficiencia de la interacción entre el magma y el sistema hidrotermal de las rocas encajonantes), 3.- contenido de agua en las rocas cercanas a la superficie, 4.- formas y dimensiones del conducto, 5.- las propiedades físicas de los magmas y 6.- la velocidad de ascenso del magma.

Una erupción de tipo explosivo puede desarrollarse si el equilibrio que existe entre el magma ascendente y la roca encajonante (presión litostática) se rompe. Esto puede ocurrir por varias razones, entre las que se encuentra el proceso de cristalización, pues al llevarse a cabo provoca que aumente la presión de vapor y al concentrarse la fase gaseosa en el líquido residual magmático favorece la exsolución de volátiles (ebullición secundaria), que junto con la exsolución por cambios en la temperatura y presión (ebullición primaria), pueden hacer que la presión dentro de una cámara magmática se incremente considerablemente.

Para dar una idea de la magnitud del aumento de la presión por efecto de la cristalización Burnham (1972) calculó el aumento de la presión por efecto de la cristalización y proceso de enfriamiento para una andesita con 2.8 %wt de agua, observando que la presión interna de una cámara magmática puede incrementarse hasta 1300 bar, lo cual excede por mucho a la presión de confinamiento de 500 bar y presión litostática ejercida localmente sobre las rocas, que es de 150 bar (Burnham, 1972).

Estudios recientes desarrollados con el fin de comprender la génesis de los magmas, muestran que muchos de estos no son simples sistemas cerrados, sino que su química e historia eruptiva son controlados por la mezcla de magmas formados separadamente (Sparks *et al.*, 1977; O'Hara y Matthews, 1981; Huppert *et al.*, 1982). En la mezcla de magmas una de las principales causas que pueden inducir a una erupción, es la diferencia existente de temperatura y contenido de volátiles entre los dos magmas. Esto se ha observado en algunas erupciones donde los magmas básicos ascienden a una cámara magmática ocupada por un magma más silíceo.

Una erupción explosiva puede ser disparada por una mezcla de magmas bajo diferentes circunstancias:

- a).- La inyección de magma en una cámara magmática provoca un aumento de volumen y presión que puede romper un frágil equilibrio entre los esfuerzos ejercidos por el magma y la roca encajonante causando un fallamiento en el techo de la cámara magmática y la liberación del magma. Si además, la combinación de volátiles es alta se produce una explosión al liberarse de la presión confinante, lo que provocará una erupción explosiva (Williams y McBirney, 1979).
- b).- La inyección de un magma básico en una cámara ocupada por un magma ácido con un bajo contenido de volátiles puede provocar, por efecto de convección en relación a la alta temperatura del magma básico,

el supercalentamiento del magma ácido, entonces aumentará la exsolución de volátiles y consecuentemente la presión de la cámara puede superar la resistencia de las rocas encajonantes y causar una erupción explosiva (Williams y McBirney, 1979).

c).- La inyección de un magma básico dentro de una cámara que contiene un magma ácido relativamente frío causa una transferencia de calor que inducirá una disminución de la temperatura del magma básico. Esto favorece la cristalización del magma básico y una exsolución de sus volátiles aumentando la presión en la cámara.

Estos procesos de manera individual o conjunta pueden ser factores determinantes en el desarrollo de una erupción explosiva, aunque es importante señalar que una mezcla de magmas no necesariamente inducirá a una erupción explosiva (Sparks *et al.*, 1977; O'Hara y Matthews, 1981; Huppert *et al.*, 1982).

Explosividad de la erupción de 1913:

Robin *et al.* (1990) señalan que la explosividad en la erupción de 1913 en el Volcán de Colima, fue el resultado de una mezcla mecánica de magmas y de su subsecuente homogeneización. Argumentaron que las rocas juveniles de la erupción de 1913, presentan diferencias en contenido de sílice de 56.5 a 61 %, lo que indica que previamente a la erupción de 1913, ocurrió una mezcla de magmas fuertemente diferenciados en composición.

Los datos de campo presentados en esta tesis pueden servir de apoyo a lo expuesto por Robin *et al.* (1990) a pesar de que desconocían la secuencia eruptiva de esta erupción. Durante la primera parte de la fase eruptiva III se produjeron depósitos de flujo piroclástico y de caída aérea donde el principal constituyente juvenil fue la pómez beige (*Pb*), mientras que en la parte final de esta misma fase, el material juvenil que predominaba era la escoria de color gris oscuro.

Sin embargo, la explosividad de la erupción de 1913 fue probablemente el resultado de varios factores que se conjugaron para producirla:

- a).- Un mayor volumen de magma inyectado desde niveles más profundos o por una mezcla de magmas.
- b).- Incremento de la presión en la cámara magmática por aumento de volátiles liberados de los magmas.
- c).- Un aumento en la presión del sistema hidrotermal y/o algunos cuerpos de agua someros.
- d).- Obstrucción del conducto por un domo.

En referencia a los puntos anteriores, Jaupart *et al.*, (1991) propone que la presión de la cámara magmática es la variable crítica y determinante en el desarrollo de una erupción explosiva, por lo que ligeras variaciones de unos cuantos *bars* de presión pueden ser suficientes para romper el ligero equilibrio que en algunas ocasiones existe entre las presiones ejercidas por la roca confinante y un cuerpo magmático, provocando una súbita descompresión y originándose una erupción explosiva.

En el caso de la erupción de 1913, la inyección de un magma andesítico básico en una cámara magmática ocupada por un magma andesítico ácido diferenciado (Robin *et al.*, 1990) probablemente contribuyó al aumento de la presión de la cámara magmática rompiendo así el ligero equilibrio de fuerzas entre la presión litostática y la presión ejercida por el magma en ascenso. Esto provocó que el tapón que obstruía el conducto fallara dando lugar a una repentina descompresión del magma ascendente y un violento desprendimiento de la fase gaseosa, que resultó en una erupción explosiva muy compleja tal y como se describió en el Capítulo IV.

IV.4.- Diferencias y similitudes con otras erupciones del Volcán de Colima.

El inicio de la actividad eruptiva de 1913 (fase I) se caracterizó por presentar algunas explosiones freáticas y por el desarrollo de pequeños flujos piroclásticos de bloques y ceniza restringidos a la Barranca Cordobán E, W y Playón. Estos flujos tuvieron alcances muy limitados (~ 4 km) y estuvieron compuestos prácticamente por material accesorio (Fig. III-5). Por esta razón se piensa que el inicio de la erupción de 1913 pudo estar relacionado a una actividad eruptiva similar a la que se presentó en 1991, donde los depósitos de los flujos piroclásticos de bloques y ceniza contenían principalmente material accesorio y en menor proporción material juvenil.

La dinámica eruptiva de la fase eruptiva II, prácticamente no tiene precedentes en la historia reciente del volcán, pues corresponde más a una actividad de tipo *vulcaniano* donde el conducto estaba obstruido por un tapón de lava antigua. Durante su desarrollo presentó explosiones a intervalos que variaban de minutos a horas y provocaron caída de ceniza hasta Ciudad Guzmán a 25 km del volcán (Cap. II). En esta etapa se formaron flujos piroclásticos de bloques y ceniza compuestos en su mayoría por material accesorio (Cap. III) con alcances (9.5 km), los cuales carecen de punto de comparación con otros flujos producidos en la historia más reciente, aunque este tipo de actividad ocurrió posiblemente en 1818.

La actividad más similar a la fase II (*vulcaniana*), es la erupción que dio origen al “Volcancito” en 1869 donde explosiones de mediana magnitud originaron caída de ceniza en los alrededores del volcán, bombas de proyección balística y expulsión de lava en bloques hasta formar un aparato adventicio (Foto I-3 y 4; Bárcena, 1887).

La fotografía I-3 muestra una columna eruptiva de altura considerable derivada de la erupción de 1903, la cual también tuvo cierta similitud con la fase II de la erupción de 1913. En esa ocasión se desarrollaron flujos piroclásticos y se registró caída de ceniza en Ciudad Guzmán, Tuxpan Tecalitlán y en la Ciudad de Guadalajara (Arcoleta, 1903).

La fase III, que corresponde a la etapa más violenta de la erupción de 1913, sólo comparable con las erupciones más explosivas que se han reportado a través de la historia del Volcán de Colima, como las

ocurridas en 1606, 1771? y 1818 (Tello, 1650; Bárcena, 1887).

Es importante dejar claro que dentro de la historia eruptiva del Volcán de Colima, las erupciones como la de 1913 han sido frecuentes y son los fenómeno más explosivo que puede presentar este volcán, sin tomar en cuenta explosiones lateralmente dirigidas (*blast*) asociadas a colapsos del edificio volcánico (Komorowski *et al.*, 1994, 1995 y 1996)

Capítulo V

Conclusiones

V-1.- Conclusiones del trabajo.

a). La investigación sobre las condiciones en las que se encontraba El Volcán de Colima antes de la erupción de 1913, ha permitido saber que éste presentaba un domo que cubría el cráter, tal como se encuentra actualmente.

b).- Se sabe que entre los años 1818 y 1913 (años con erupciones de alta explosividad) se presentaron varios episodios eruptivos de baja explosividad que incluyen flujos de lava, la formación de un aparato adventicio ("Volcancito") y explosiones freáticas o de domo. Eventos similares, exceptuando la formación de un aparato adventicio, se han venido presentando desde 1913, intensificándose a partir de 1961-62, hasta la última actividad en 1994. El estudio de la historia eruptiva del Volcán de Colima mostró que la erupción de 1913 no fue un evento eruptivo aislado o excepcional. Es claro que a lo largo de su historia eruptiva el Volcán de Colima ha presentado con relativa frecuencia este tipo de erupciones (1576, 1606, 1690, 1771?, 1818 y 1913). Por lo que se concluye que las erupciones como la de 1913, han sido parte importante del patrón eruptivo que caracteriza la historia del Volcán de Colima.

Con base en lo anterior se puede decir que el Volcán de Colima en los últimos ~ 400 años ha presentado un recurrente patrón eruptivo el cual siempre ha concluido con una erupción de alta explosividad, por lo que de acuerdo a la actividad que ha presentado éste volcán desde 1913, puede indicar que la posibilidad de que ocurra una erupción similar a la de 1913 en el corto plazo, es alta.

c).- La morfología de la cima del volcán pudo ser un factor determinante en el estilo eruptivo desarrollado en la erupción de 1913. De esta manera, si se considera que actualmente la cima del Volcán de Colima presenta una morfología casi idéntica a la que presentaba antes de la erupción de 1913 (cráter ocupado por un domo), la posibilidad de que la próxima erupción explosiva sea similar a la de 1913 es grande.

d).- Los efectos de la erupción fueron varios, pues ahora se sabe entre otras cosas de al menos 8 fallecimientos, los cuales no estuvieron relacionados directamente con la erupción, ya que éstos se dieron en los días posteriores e incluso una fue meses después por causa de la formación de lahares, mismos que continuaron presentándose durante los 3 años posteriores a la erupción, durante la época de lluvias.

En Ciudad Guzmán, Jal. se perdieron cosechas y se colapzaron techos de numerosas viviendas por el peso de una capa de ceniza de caída de al menos 15 cm de espesor. Por esta misma causa en un radio de 15 km se perdieron cosechas, cientos de cabezas de ganado y se provocaron numerosos incendios forestales principalmente hacia la zona del Nevado de Colima.

Acontinuación se presenta una lista de ranchos que fueron afectados por la erupción: Rancho Laguna Verde, Rancho del Cónsul Vogel (hoy rancho el Jabali), el Municipio Tonila quedaron sepultados los ranchos Durazno, Canutillo, Ojo de Agua y Los Machos, en los alrededores de Tonila afectó a los

ranchos de Cofradía y Causenta.

e).-La columna estratigráfica compuesta de la erupción de 1913 se caracteriza por presentar diferentes tipos de depósitos piroclásticos:

1.- Flujos piroclásticos de bloques y ceniza los cuales presentan hasta 9 m de espesor y alcances de entre 4 km y 9.5 km, compuestos principalmente por material accesorio. Su volumen estimado es de 0.01 km³ (unidades DFBC-III, IV).

2.- Flujos piroclásticos de ceniza y escoria, son los depósitos de flujo piroclástico más ampliamente esparcidos en la parte S del volcán con espesores hasta de 15 m y alcances de entre 12. 5 km y más de 15 km. El volumen estimado para estos depósitos es de 0.08 km³ (unidades DFBCP y E-X, y X').

3.- Depósitos de caída aérea, están compuestos de pómez juvenil y material accesorio. Sus espesores varían de 1 m a 2 km del volcán a 0.1 mm a 720 km. Estos depósitos son el producto de una columna eruptiva sostenida que presentó algunas variaciones en su altura.

Lo anterior se desprende de la repetición de horizontes con estratificación inversa que presentan sus depósitos. El volumen calculado para los depósitos de caída de la unidad DCA-VIII es de 0.99 km³. Además de la unidad VIII, se reconoció otro horizonte de caída que pertenece a la unidad DCA-V con un alcance de sólo 11 km y un volumen de 0.005 km³.

4.- Depósitos de oleada piroclástica (*surge*), presentan espesores de 1 a 30 cm y un alcance de entre 3.2 a 9.5 km, están compuestos por material accesorio y juvenil. La mayoría de estos depósitos se observan intercalados entre los depósitos de flujos piroclásticos de bloques y ceniza y flujos de ceniza y pómez. Los análisis de componentes mostraron una relación genética entre estos depósitos y los de flujos piroclásticos de bloques y los flujos de ceniza y pómez que los sobreyacen o subyacen. Por lo que el origen de los depósitos de oleadas piroclásticas (*surge*) se asocian al desarrollo de un *ground surge* o un *ash cloud surge* en la parte frontal de los flujos piroclásticos densos.

f).- Según la reconstrucción propuesta para la erupción de 1913, ésta ocurrió en tres etapas o "fases eruptivas" las cuales se relacionan con los cambios morfológicos que sufrió el conducto a través del proceso eruptivo:

1.- Fase I: Explosiones iniciales (*freáticas o freatomagmáticas*) en la cima del volcán a conducto cerrado.

2.- Fase II: Explosiones violentas (*vulcanianas*) que ocasionaron el destape del conducto.

3.- Fase III: Explosiones paroxísmicas con el conducto abierto. Corresponde a una etapa *pliniana* o *sub-pliniana*.

Por lo que se concluye que los depósitos de la erupción de 1913, fueron el resultado de una compleja erupción donde se presentaron al menos tres estilos eruptivos diferentes en menos de 24 horas.

g).- Los flujos piroclásticos de la erupción de 1913 presentaron diferentes grados de movilidad,

esto se desprende de los valores de coeficientes de fricción aparente calculados (coeficiente de Heim) para los flujos piroclásticos derivados de las diferentes fases eruptivas (Fig. V-1): los flujos piroclásticos de bloques y ceniza de la fase I presentan valores de 0.45 a 0.48 y los de la fase eruptiva II de 0.36 a 0.28, los cuales se adaptan más a una avalancha de material frío o no volcánico que a los valores de un flujo piroclástico.

Por su parte los depósitos de flujos piroclásticos de pómez y escoria (Fase III) presentan valores que van de 0.26 a 0.17, los cuales son característicos de un flujo piroclástico denso (Sparks, 1986). Los valores de coeficiente de fricción aparente, muestran que los flujos piroclásticos de ceniza y pómez (fase III) tuvieron una mayor movilidad en comparación con los flujos piroclásticos que dieron origen a los depósitos de bloques y ceniza (Fases I y II).

h).- Según los valores de coeficiente de fricción aparente (coeficiente de Heim) y de *excessive runout* (8.6 km. en promedio) de los flujos piroclásticos de ceniza y pómez (unidad DFCP-X), éstos muestran un exceso de movilidad de hasta 11.5 km. Además, la relación genética de estos flujos piroclásticos con los depósitos de caída aérea de la unidad DCA-VIII, permite concluir que el origen de los flujos piroclásticos de la unidad DFCP-X, son el producto de colapsos de columna eruptiva.

La movilidad de los flujos piroclásticos de la unidad DFCP-X, permitió que algunos flujos se impactaran en las paredes (de >100 m de alto) que limitan la cuenca de La Yerbabuena-La Joya, ubicada a 11 km. al SW del volcán. Este hecho favoreció el desarrollo de una pequeña columna eruptiva, provocando la caída de pómez en los alrededores de la zona de impacto y una casi imperceptible caída de ceniza en la Ciudad de Colima. El mismo fenómeno pudo ocurrir hacia el N en la zona del Playón donde los flujos piroclásticos probablemente se impactaron en las paredes de la caldera del Paleofuego.

i).- La máxima altura alcanzada por la columna eruptiva durante la fase *pliniana-sub-pliniana*, según el modelo aplicado fue de 21 km. dando origen a un depósito de caída aérea de 0.99 km^3 (DRE = 0.31 km^3 ; DCA-VIII). El desarrollo de la columna eruptiva requirió de una intensidad de $1.3 \times 10^7 \text{ kg/s}$ y una magnitud de $3.7 \times 10^{11} \text{ kg}$ (magma).

Por lo que se concluye que la erupción de 1913 del Volcán de Colima en su fase más intensa fue de tipo *pliniano o sub-pliniano*.

j).- Desde el punto de vista de riesgo volcánico, si una erupción similar a la de 1913 ocurriera en la actualidad sepultaría alrededor de 10 pequeñas poblaciones y ranchos. Además, afectaría en diferentes grados a una población de más de 200,000 habitantes, asentados en un radio de 30 km del volcán, incluyendo las ciudades de Colima con más de 110, 000 habitante y Ciudad Guzmán, Jal. con una población mayor a 80, 000 habitantes. La inyección de ceniza en la atmósfera afectaría de manera importante a la aviación que normalmente transita por esta región, así mismo es posible que la ceniza pueda llegar hasta la ciudad de México tal como ocurriera en 1818.

Valores de Heim por fases eruptivas.

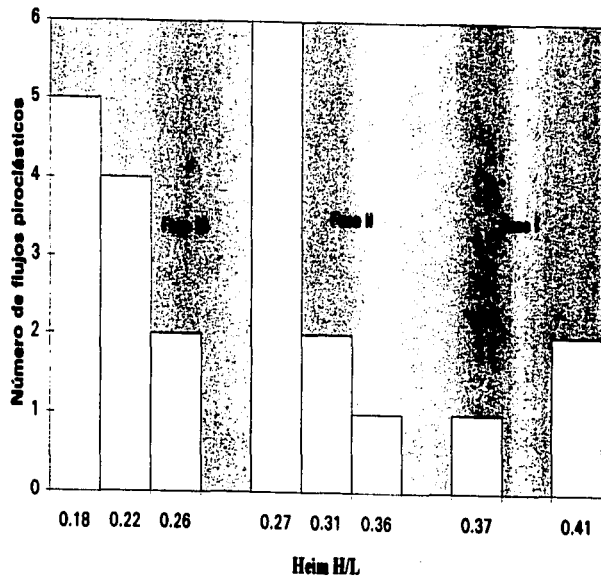


Fig. V-1

Bibliografía.

- Ablay G, Ernst G, Martin J, Sparks R, (1995) The 2 ka sub-plinian eruption of Montaña Blanca, Tenerife Bull Volcanol 57: 337-355.
- Allan JF, Nelson SA, Luhr JF, Carmichael ISE, Wopat. (1986) Pliocene-recent rifting in SW México and associated alkaline volcanism. American Association of petroleum geologist, memoir on the history and origin of the gulf of the California and adjacent region.
- Arreola JM (1903) The recent eruptions of Colima Volcano. Journal of Geology 748-761.
- Arreola JM (1915) Catálogo de las erupciones antiguas del Volcán de Colima. Memorias de la Soc. Cient. Antonio Alzate. 32: 443-481.
- Atwater T (1970) Implications of plate tectonics for Cenozoic tectonic evolution for western North America. Geol. Soc. Amer. 81: 3513-3536.
- Bandy W, Montero J, Gutierrez J, Urrutia J (1995) The subducted Rivera-Cocos plate boundary: Where is it, and what is its relationship to the Colima rift. J. Geophys. Res. 22: 3075-3078.
- Cuevas A. (1995) Recopilación fotográfica tomada del Archivo de Colima (no publicada).
- Bárcena M (1887) Informe sobre el estado actual del Volcán de Colima. Anales del Ministerio de Fomento de México. 328-365.
- Blásquez L, Mooser F, Reyes A, Lorenzo J, (1991) Fenómenos geológicos de algunos volcanes mexicanos. Instituto de Geología UNAM Bol 61: 39-91.
- Bloonfiel K, Sanchez R, Milson L (1977) Plinian eruption of Nevado de Toluca volcano, México. Geol. Rundsch. 66: 46-120.
- Boudon G, Semet MP, Vincent PM (1987) Magma and hydrothermally driven sector collapse: the 3100 and 11500 y. B.P. eruptions of La Grande-Découverte (la Soufrière) Volcano, Guadalupe, French West Indies. J. Volcanol. Geotherm. Res. 33: 317-323.
- Brazier S, Sparks RSJ, Carey SN, Sigurdsson H, Westgate JA (1983) Bimodal grain size distribution an secondary thickening in air fall ash layer. Nature 301: 9-105.
- Bouesch DC (1992) Incorporation an redistribution of locally derived lithic fragments within a pyroclastic flow. Geol. Soc. Ame. 104: 1193-1207.
- Burnham CW (1972) The energy of explosive eruption. Earth Mineral Soc. (Pensylvania State Univ.) 41: 70-69.
- Bursik M, (1993) Subplinian eruption mechanisms inferred from volatile and clast dispersal data. J. Volcanol. Geotherm. Res. 57: 57-70.
- Carey S, Sigurdsson H, (1982) Influence of particle aggregation on deposition of distal tephra from the May 18, 1980, eruption of Mount St. Helens volcano. J. Geophys Res. 87: 7061-7072.
- Carey S, Sigurdsson H, (1985) The May 18, 1980 eruption of Mount St. Helens 2. Modeling of dynamics of the plinian phase. J. Geophys. Res. 90: 2948- 2958.
- Carey S, Sparks RSJ, (1986) Quantitative models of the fallout and dispersal of tephra from volcanic eruption columns. Bull. Volcanol 48:109-125.
- Carey S, Sigurdsson H, (1989) The intensity of plinian eruptions. Bull. Volcanol 51: 28-40.
- Carey S, Sigurdsson H, Gardner J, Criswell W (1990) Variations in column height and magma discharge during the May 18, 1980 eruption of Mount St. Helen's. J. Volcanol. Geoth. Res. 43: 99-112.
- Carey S (1991) Transport and deposition of tephra by pyroclastic flows and surges. Sedimentation in Volcanic setting. Society Sedimentary Geology (Special publication. No 45)
- Carey S, Gardner J, Sigurdsson H, (1995). The intensity and magnitude of Holocene plinian eruptions from Mount St. Helens volcano. J. Volcanol. Geoth. Res. 66: 185-202.
- Cas F, Wright J, (1988) Volcanic Successions. Unwin Hyman Cap. V, VI, VII, X.
- Cole PD, Guest JE, Duncan AM (1993) The emplacement of intermediate volume ignimbrites: A case of study from Roccamonfina Volcano, southern Italy. Bull. Volcanol. 55: 467-480.
- Cole P, Queiroz G, Wallenstein N, Gaspar J, Duncan A, Guest J (1995) An historic subplinian - phtreatomagmatic eruption: the 1630 AD eruption of Furnas volcano, Sao Miguel, Azores. J. Volcanol. Geother. Res. 69:117-135.
- Connor C (1993) Continuous monitoring of high-temperature fumaroles on an active lava dome, Volcán Colima, México: evidence of mass flow variation in response to atmospheric forcing. J. Geophys. Res. 98: 19,713-19,722.
- De la Cruz S; 1993. The historical eruptive activity of Colima Volcano, México. J. Volcanol. Geotherm. Res. 55:53.

- De La Cruz S, Ramos E. (1994) Volcanes, fasculo No 4 Sistema Nacional de Protección Civil (CENAPRED).
- DeMets C, Stein S. (1990) Present-day kinematics of the Rivera Plate and implications for tectonics in southwestern México. *J. Geophys. Res.* 95: 931-948.
- Dollfus A, Montserrat E, (1867) *Archive de La commission Scientifique du Mexique. Du Ministère de L'instruction Publique. Tomo III: 7-55.*
- El Imparcial (1913) Reportes sobre la erupción del Volcán de Colima. *Archivo General de La Nación tomos XXXIV No. 6871, XXXIV No. 6878.*
- Eichelberger JC, Carrigan C, Westrich H, Price R (1986) Non-explosive silicic volcanism. *Nature* 323: 598-602.
- Eisler H, McNally K, (1984) Seismicity and tectonics of the Rivera Plate and implications for the 1932 Jalisco, México, Earthquake. *J. Geophys. Res.* 89: 4520-4530.
- Fierstein J, Fildreth, Hildreth W (1992) The plinian eruptions of 1912 at Novarupta, Katmai National Park, Alaska. *Bull. Volcanol.* 54: 646-684.
- Fierstein J, Nathenson M, (1992) Another look at the calculation of fallout tephra volumes. *Bull. Volcanol.* 54: 156-167.
- Fisher R, Schmincke H (1984) *Pyroclastic Rocks.* Springer-Verlag, Berlin Heidelberg.
- Flores JA (1987) Las erupciones del Volcán de Colima. Colección "Cuaderno de difusión científica" 10:7-52. Serie. Instituto de Geografía y Estadística (II) Universidad de Guadalajara.
- Freundt A, Schmincke HU (1985) Hierarchy of facies of pyroclastic flow deposit generated by laacher see types eruptions. *Geology* 13: 81-278.
- Gavilanes JC, Saucedo R, Cortés A, Navarro C, Komorowski JC (1996) La Actividad freática del 21 de julio de 1994 en el Volcán de Fuego de Colima. V Reunión Internacional Volcán de Colima, Universidad de Colima enero 22-26 resumen: 2.
- Garduño V, Tibaldi A. (1991) Kinematic evolution of the continental active triple junction of the western Mexican Volcanic Belt. *C.R. Acad. Sci. Paris, t. xxx.* 1-6.
- Garduño V, Saucedo R, Gavilanes J.C, Cortés A, Navarro C (1996) La falla de Tamazula, limite suroriental del bloque Jalisco. V Reunión Internacional Volcán de Colima, enero 22-26, 1996. Universidad de Colima resumen, 2 pp
- Heim A (1932) Bergsturz und Menchelemben. *Frentz und Wasmuth, Zürich.* 218. en Voight B. cap II70-93
- Hsü KJ (1978) Rocks slides and avalanches en Voight B. cap I: 70-93
- Huppert HE, Sparks RSJ, turner JS (1982) Effects of volatile on mixing in calc-alkaline magma systems. *Nature* 297: 7-554.
- INEGI (1996) Censo 95 de población y vivienda. resultados preliminares. 1-60-63 SHCP.
- Jaupart C, Allegre C (1991) Gas content, eruption rate and instabilities of eruption regime in silicic volcanoes. *Earth. Planet. Sci. Lch.* 102: 413-429.
- Jiménez Z, Reyes G, Espindola JM (1995) Short Communication, The July 1994 episode of seismic activity at Colima Volcano, México. *J. Volcanol. Geoth. Res.* 64: 321-326.
- Klitrold K, Mammerickx J (1982) Northern east Pacific rise: magnetic anomaly and bathymetric frameworks. *J. Geophys.* 87: 6725-6750
- Komorowski JC, Navarro C, Cortés A, Siebe C, Rodríguez S, (1993) Multiple collapse of Volcán Colima, México, since 10000 Y. PB: implications for eruptive style magma yield, edifice stability, and volcanic risk. IAVCEI. General Assembly. Camberra, Australia, sept. 25 oct. 1, 1993. abstract volume-60.
- Komorowski JC, Saucedo R, Cortés A, Navarro C (1994) The 1913 paroxysmal eruption of Colima volcano México: field characteristics of flow and fall deposits, eruptive processes and implications for older historical pyroclastic sequences. IAVCEI General Assembly, Ankara sept. 12-16 abstract.
- Komorowski JC, Cortes A, Navarro C, Saucedo R, Gavilanes JC, Reyes G, Siebe C, (1995) Colima Decade Volcano Project: current status and upcoming strategies for hazard evaluation, monitoring, and risk mitigation. *Per. Mineral* 64: 39-41.
- Komorowski JC, Cortés A, Navarro C, Gavilanes J-C., Siebe C, Rodriguez. S.(1996) Edifice collapse and debris avalanche deposits at Colima Volcanoes, México: a review with new variations on a recurrent theme. Universidad de Colima Quinta Reunión Internacional Volcán de Colima-Colima volcano: January 22-26. Extended abstract. 12 pp.
- Komorowski, Navarro, Cortés, Saucedo, Gavilanes (1997) The Colima Complex: Quaternary multiple debris avalanche deposits, historical pyroclastic sequences (pre-913, 1991 and 1994). Excursion guidebook, 1-38 IAVCEI 1997 especial publication.

- Larson R (1972) Bathymetry, magnetic anomalies and plate tectonic history of the mouth of the Gulf of California. *Geol. Soc. Amer.* 83: 3345-3360.
- Lenno J, Cuenca J, Monfret T, Hernández F, Nava E (1993) Algunas características espectrales de la sismicidad asociada a la actividad del Volcán de Colima. *Geof. Inter.* 32, No. 4 -683-697.
- Luhr JF, Carmichael ISE (1980) The Colima volcanic complex México I. post-caldera andesites from Volcán Colima. *Contrib Mineral Petrol.* 71: 343-372.
- Luhr JF, Carmichael ISE (1981) Colima: history ciclicity of eruptions. *Volcano New* 7: 1-3.
- Luhr JF, Carmichael ISE (1982) the Colima volcanic complex, México II. Late Quaternary cinder cones. *Contrib Mineral. Petrol.* 76: 127-147.
- Luhr JF, Nelson SA, Carmichael ISE (1985) Active rifting in southwestern México-manifestations of an incipient eastward spreading ridge jump: *Geology.* 13: 54-57.
- Luhr, JF, Prestegard KL (1988) Caldera formation at Volcán Colima México by large Holocene debris avalanche deposits. *J. Volcanol. Geother. Res.* 35: 335-348.
- Luhr JF, Carmichael ISE (1990) Geology of volcán de Colima. Instituto de Geología . UNAM. Boletín No 107. Publicación especial.
- Macías JL, Capaccioni B, Conticelli S, Giannini L, Martini M, Rodríguez S (1993) Volatile elements in alkaline and calc-alkaline rocks from the Colima graben, México: Constrains on their genesis and evolution. *Geof. Inter.* 32, No 4-575-589.
- Macías J, Sheridan M (1995) Products of the 1907 eruption of Shtyubel' Volcano, Ksudach Caldera, Kamchatka, Russia. *Geol. Soc. Amer.* 107: 969-986.
- Madrigal X (1970) Caracterización fito-ecológica preliminar de los volcanes de Fuego y Nevado de Colima (México). *Boletín Divulgativo No. 31: 1-32. SEDUE.*
- Mammerickx J, Klitgord K, (1982) Northern East Pacific Rise: Evolution from 25 m.y. B.P. to the Present. *J. Geophys. Res.* 87: 6751-6759.
- Martín del Pozzo A; Romero V; y Ruiz R; 1987. Los flujos piroclásticos del Volcán de Colima, México. *Geof. Int.* 26-2: 291-307.
- Martín del Pozzo A, Sheridan M, Barrera D, Lugo-Hubp J, Vazquez L (1995) Potential hazards from Colima volcano, México. *Geof. Inter.* 34: 363-377.
- Mc Birney W; 1979. Volcanology. Freeman, Cooper & CO. San Francisco CA. 71-97
- McGuire WJ, Norton GE, Sparks RS, Robertson R, Young SK, Miller AD (1996) Report of the explosive event of September 17-18, 1996, Soufriere Hills Volcano, Montserrat Volcano Observatory, special report 01:
- Medina F, Mena M (1981) Historia eruptiva del Volcán de Colima y análisis preliminar de la gravimetría del graben y la zona volcánica de Colima. Instituto de Geofísica UNAM reporte 1-5.
- Medina F, De la Cruz S, Mena M (1983) El Volcán de Colima. Instituto de Geofísica, UNAM. reporte-11-18.
- Medina F, Espíndola JM, Mena M (1996) A brevity model of the Colima, Mexico region. *geof. Int.* Vol. 35, No 4. 409: 414.
- Minster J, Jordan T (1979) Rotation vectors for the Philippine and Rivera plates (abstract) *Eos Tran.* Agus. 60: 958.
- Moore JG, Peck DL (1962) Accretionary lapilli in volcanic rocks of the western Unites States. *J Geol.* 70: 93-182.
- Moore JG, Nakamura K, Alcaraz A (1966) The 1965 eruption of Taal volcano. *Science* 155: 60-955.
- Mooser F, (1961) Los volcanes de Colima. Instituto de Geología, UNAM; *Bol.* No 61: 49-71.
- Navarro C, Cortés A, Saucedo R, Gavilanes JC, Orozco J, Gonzalez A, Galindo I (1994) in: R. Wunderman E. Venzke G, Peng (Eds), Colima Bull. of the Global Volcanism Network, Smithsonian Institution, Washington D.C. 19-8: 12-14.
- Navarro C, Cortés A (1995) Geología del área del poblado Barranta del Agua. Reporte interno no publicado. Universidad de Colima.
- Newhall C, Self S, (1982) The volcanic explosivity index (VEI): an estimate of explosive magnitude for historical volcanism. *J. Geophys. Res.* 87: 1231-1238.
- Nixon G, (1982) The relationship between Quaternary volcanism in central Mexico and the seismicity and structure of subducted ocean lithosphere. *Geol. Soc. Amer.* 93-514- 523.
- Núñez F, Nava A, De la Cruz S, Jiménez Z, Valencia C, García R (1994) Seismic activity related to the 1991 eruption of Colima Volcano, Mexico. *Bull. Volcanol.* 56: 228-237.
- O'Hara MJ, Matthews RE (1981) Geochemical evolution in an advancing, periodically replenished, periodically trapped, continuously fractionated magma chamber. *J. Geol. Soc. Lond.* 138: 77237.

- Pardo M. Suárez G. (1995) Shape of subducted Rivera and Cocos Plates in southern Mexico: Seismic and implications. *J. Geophys. Res.* 100: 12,357-12,372.
- Pardo M. Suarez G. (1993) Steep subduction geometry of the Rivera plate beneath the Jalisco block in western México. *J. Geophys. Res.* 20: 2391-2394.
- Pyle D (1989) The thickness, volume and grain size of tephra fall deposits. *Bull. Volcanol.* 51: 1-15.
- Pyle D (1995) Assessment of the minimum of tephra fall deposits. *J. Volcanol. Geother. Res.* 69: 379-382.
- Reportes de los directores políticos del día 21 de enero de 1913 de los poblados de Mazamitla, Jal. Tizapán el Alto, Jal. Poncitlán, Jal. y Ciudad Guzmán Jal. Tomado del Archivo Historico de Guadalajara.
- Robin C, Camus G, Cantagrel JM, Gourgaud A, Mossand P, Vincent PM (1987) Eruptive history of the Colima Volcanic Complex, México. *J. Volcanol. Geother. Res.* 31: 99-113.
- Robin C, Komorowski JC, Boudal C, Mossand P, (1990) Mixed-magma pyroclastic surge deposits associated with debris avalanche deposits at Colima volcanoes, México. *Bull. Volcanol.* 52:391-403.
- Robin C, Camus G, Gourgaud A (1991) Eruptive and magmatic cycle at Fuego de Colima Volcano (México). *J. Volcanol. Geother. Res.* 45: 209-225.
- Rodriguez S, Siebe C, Komorowski JC, Espindola JM, Saucedo R (1991) Field observations of pristine block and ash flow deposits emplaced April 16-17, at Volcán de Colima, México. *J. Volcanol. Geother. Res.* 48: 399-412.
- Rodríguez S (1991) Geología del volcán de Colima, Estados de Jalisco y Colima. Tesis para obtener el grado de maestro en ciencias. Facultad de Ciencias, UNAM.
- Rodríguez S (1995) Estratigrafía y estructura del Volcán de Colima, México. *Rev. Mexicana de Cienc. Geol. Inst. de Geol. UNAM* 12-1:399-412.
- Saucedo R, Komorowski JC, Gavilanes JC, Mares F (1996) Depósitos piroclásticos de la erupción de 1913 del Volcán de Colima. V Reunión Internacional Volcán de Colima, Universidad de Colima, enero 22-26 resumen: 2 pp.
- Self S (1976) The recent volcanology of Terceira, Anzores *J. Geol. Soc. Lond.* 132: 645-660
- Serpa L, Smith S, Katz C, Skidmore C, Sloan R, Pavlis T (1992) A geophysical investigation of the southern Jalisco block in the State of Colima, Mexico. *Geof. Inter.* 31, No. 4: 475-492.
- Sheridan M. (1979) Emplacement of pyroclastic flows: A review. *Geol. Soc. Amer.* 125-135 Spec. publ. No 180.
- Sheridan M, Updike R. (1975) Sugarloaf mountain tephra. A Pleistocen rhyolitic deposit of base-surge origin in northern Arizona. *Geol. Soc. Amer.* 86: 571-581.
- Sheridan M. Wohletz, Dehn J. (1987) Discrimination of grain-size subpopulations in pyroclastic deposits. *Geology* 15: 367-370.
- Sheridan M, Macias JL (1995) Estimation of risk probability for gravity-driven pyroclastic flows at Volcán Colima, México. *J. Volcanol. Geother. Res.* 66: 251-256.
- Siebert L (1984) Large volcanic debris avalanches: characteristic of source areas, deposit and associated eruptions. *J. Volcanol. Geother. Res.* 22: 97-163.
- Siebert L, Glikén H, Ui T (1987) Volcanic hazard for Betzmyianny and Bandai type eruptions. *Bull. volcanol.* 49: 435-459.
- Sparks RSJ, Walker GPL (1973) The ground surge deposit; a third type of pyroclastic rock. *Nature Phys. Sci.* 241: 4-62.
- Sparks RSJ (1978) Gas release rates from pyroclastic flows: an assessment of the role of fluidization in their emplacement. *Bull. Volcanol.* 41: 1-9.
- Sparks RSJ, Sigurdsson H, Wilson I (1977) Magma mixing: a mechanism for triggering acid explosive eruption. *Nature* 267: 8-315.
- Sparks RSJ (1976) grain size variations in ignimbrites and implications for the transport of pyroclastic flows. *Sedimentology* 23: 88-147.
- Starr F (1903) The recent eruptions of Colima. *J. Geol.* 11: 749.
- Stoopes GR (1991) Studies of two giant debris avalanche deposits from the Colima Complex. México.M. Sc. Thesis, Arizona State University 1-132.
- Stoopes GR, Sheridan M (1992) Giant debris avalanches from Colima Volcanic Complex México: Implications for long-runout (> 100 km) and hazard assessment. *Geology.* 20: 299-302.
- Suzuki T, Katsui Y, Nakamura T (1973) Size distribution of the Tarumai Ta-b pumice fall deposits. *Bull. Volcanol. Soc. Jap.* 18: 47-64.

- Torphe RS, Gibson IL, Vizcaino JS (1977) Andesitic pyroclastic flows from Colima Volcano. *Nature* 265: 724-725.
- Velasco M. (1995). De mi mesa revuelta. *Ecós de la costa* (periódico) edición del día 30 de julio de 1995. 796: 847
- Waitz P. (1915) El estado actual de los volcanes de México y la última erupción del Volcán de Colima (1913) *Revista volcanológica* 259-268.
- Waitz P. (1920) Nubes ardientes observadas en las erupciones del Jorullo (1759), del Ceboruco (1870) y del Volcán de Colima (19113). *Memorias de la Soc. Cient. Antonio Alzate*. 37: 267-295.
- Waitz P. (1935) Datos históricos y bibliográficos acerca del Volcán de Colima. *Memorias de la Soc. Antonio Alzate*, tomo 53: 349-383.
- Walker GPL (1971) Grainsize characteristic of pyroclastic deposits. *J Geol.* 79: 696-714.
- Walker GPL (1973b) Explosive volcanic eruptions a new classification schema. *Geol Runch.* 62, 46:431.
- Walker GPL (1980) The Taupo pumice: products of the most powerful known (ultraplinian) eruption? *J volcanol Geother. Res.* 8: 69-94.
- Walker GPL, Wilson CJN, Froggatt PC (1981) An ignimbrite venter deposit: the trail marker of pyroclastic flow. *J Volcanol Geotherm. Res.* 9: 21-409.
- Wilson L, Sparks RS, Huang TC, Watkins ND (1978) The control of volcanic column heights by eruption energetics and dynamics. *J. Geophys. Res.* 83: 1829-1839.
- Wilson L; 1980. Relationships between pressure, volatile content and eject velocity in three types of volcanic explosion. *JVGR*, 8, pp. 297-313.
- Wilson L (1976) Explosive volcanic eruption III. Plinian eruption column. *J Geophys. Res. Astr. Soc.* 45:56-543.
- Wilson L, Sparks R, Walker G. (1980) Explosive volcanic eruptions-IV. The control of magma properties and conduit geometry on eruption column behavior. *J. Geophys. Res.* 63: 117-148.
- Wilson C, Walker G. (1982) Ignimbrite deposition facies: the anatomy of a pyroclastic flow. *J. Geol. Soc. London.* 139: 581-592.
- Wohletz K (1993) *Secuencial fragmentation/transport analysis (SFT16)*. Version 1.6 Los Alamos Lab. University of California.
- Wolf T (1978) Der Cotopaxi und sein letzter eruption am 26 Juni, 1977. *New Jahrb. Mineral Geol. Palantol.* 67-113.
- Wright J, Smith A, Self S. (1980) A working terminology of pyroclastic deposits. *J. Volcanol. Geother. Res.* 315-336.
- Zanchi A. (1994) The opening of the Gulf of California near Loreto, Baja California México: from basin and range extension to transensional tectonics. *J. Structural Geol.* Vol. 16 No 12, 1619:1639.

Anexo I
Cálculo de volumen de los depósitos de caída
aérea de la unidad DCA-VIII.

1.- Cálculo de volumen por el método propuesto por Fierestein y Nathenson (1992)

$$V = \frac{2T}{K^2} + 2T_0 \left[\frac{(K_1 A_{ip}^{1/2})}{K_1^2} - \frac{(K A_{ip}^{1/2})}{K^2} \right] \exp(-K A_{ip}^{1/2})$$

V = Volumen total

T₀ = máximo espesor

K = pendiente de la primer recta

K₁ = pendiente de la segunda recta

A_{ip}^{1/2} = valor del área en el punto de intersección de las dos rectas.

V = 0.79 km [130.05]9.56x10⁻³ = 0.99 km³

2.- Cálculo de volumen mínimo por el método propuesto por Pyle (1995)

$$b^2 = \ln/K\pi^{1/2}$$

K = pendiente de la recta A^{1/2} vs. espesor

T₀ = máximo espesor

T_{mi} = mínimo espesor medido

3.08 = constante propuesta por Pyle

Cálculo de volumen en los intervalos isopacas de 92 cm y 1 cm y 1cm a 0.01cm.

$$m = 13.08b^2 \left\{ T_0 - T_{mi} \left\{ 1 - \ln \left(\frac{T_{mi}}{T_0} \right) \right\} \right\}$$

$$V_{min} = 13.08(2.51)^2 \left\{ 9.2 \times 10^{-4} - 1 \times 10^{-5} \left\{ 1 - \ln \frac{1 \times 10^{-5}}{9.2 \times 10^{-4}} \right\} \right\} = 0.41 \quad (1989)$$

comprendido entre las

$$V = 5496.8 \{ 9.9 \times 10^{-6} \{ 5.6 \} \} = 0.30 \text{ Km}^3$$

$$V_{tot} = 0.41 + 0.30 = 0.71 \text{ Km}^3$$

3.- Cálculo de volumen por la regla del trapecoide (tomada de Fierestein y Nathenson, 1992)

$$V = \frac{1}{2} (T_{n+1} + T_n) (A_{n+1} - A_n)$$

V = volumen del intervalo seleccionado

T_{n+1} = espesor menor del intervalo seleccionado

T₁ = espesor mayor del intervalo seleccionado

A_{n+1} = área mayor del intervalo seleccionado

A_n = área menor del intervalo seleccionado

Volumen calculado para el intervalo de 30 cm y 0.5 cm

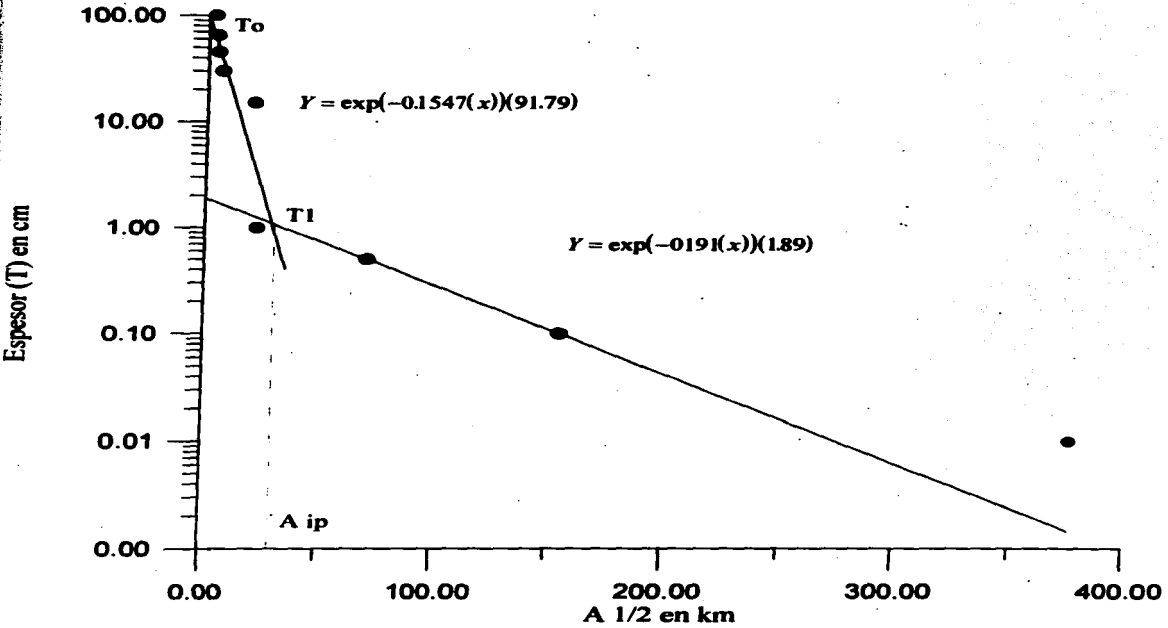
$$V = 1/2 (0.5+30)(4864-32.9) = 0.736 \text{ km}^3$$

Volumen calculado para el intervalo de 0.5 cm y 0.01 cm

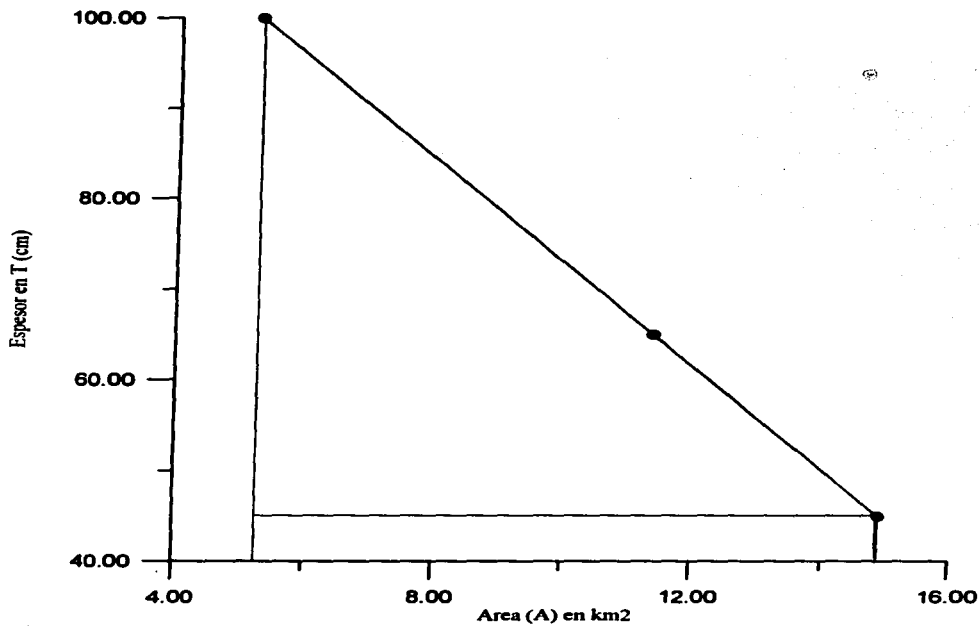
$$V = 1/2 (5.1 \times 10^{-6})(136287.1) = 0.34 \text{ Km}^3$$

$$V = 0.736 + 0.34 = 1.08 \text{ Km}^3$$

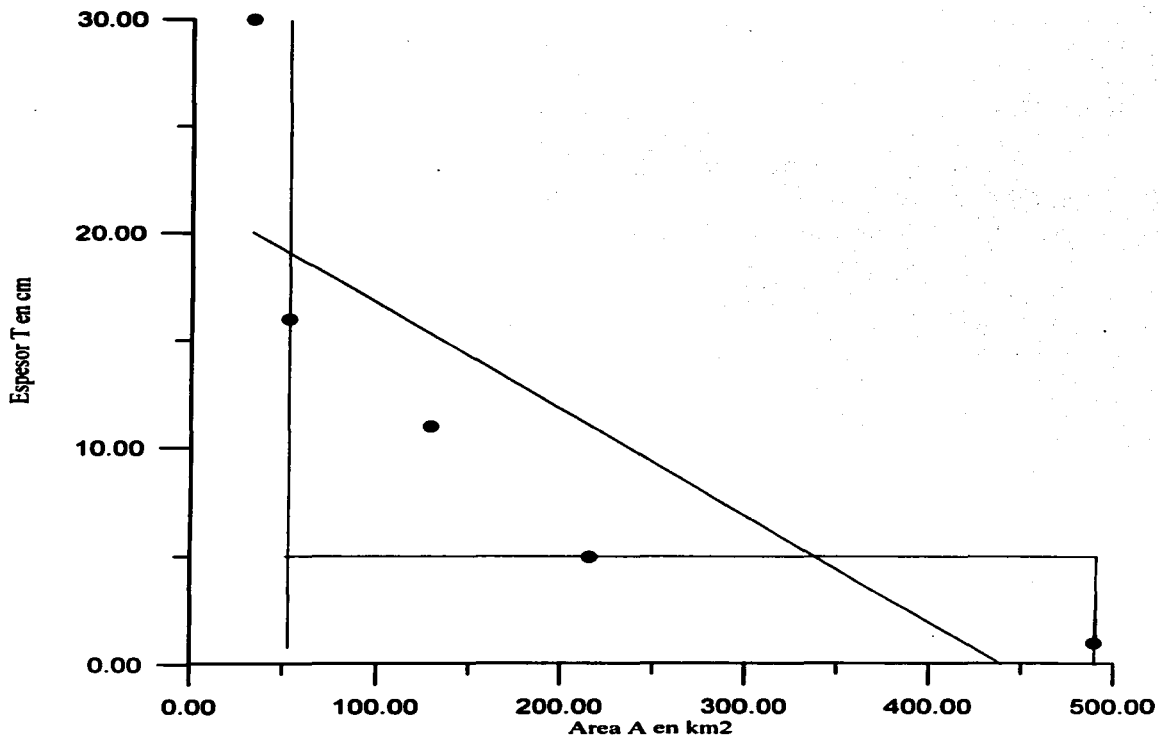
Gráfica de log de T vs. A 1/2



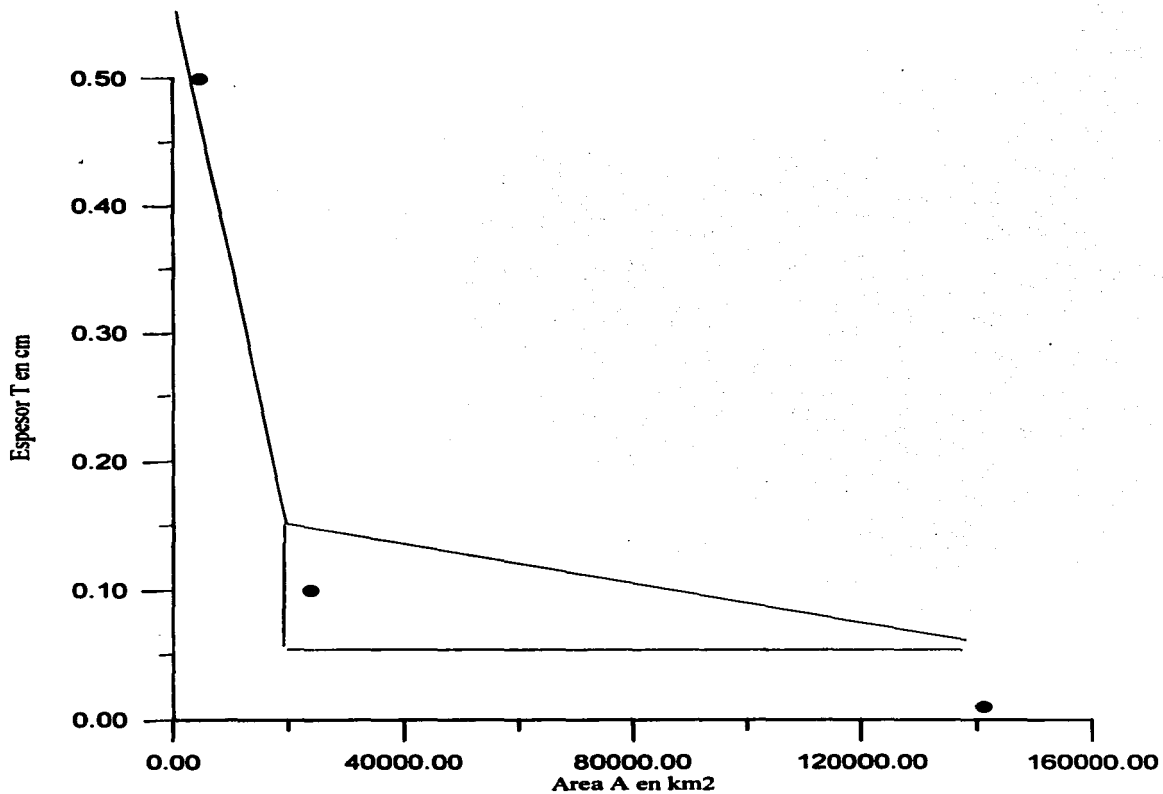
Gráfica de espesor vs Area en el intervalo de 45 a 100 cm de espesor (método del trapecoide)



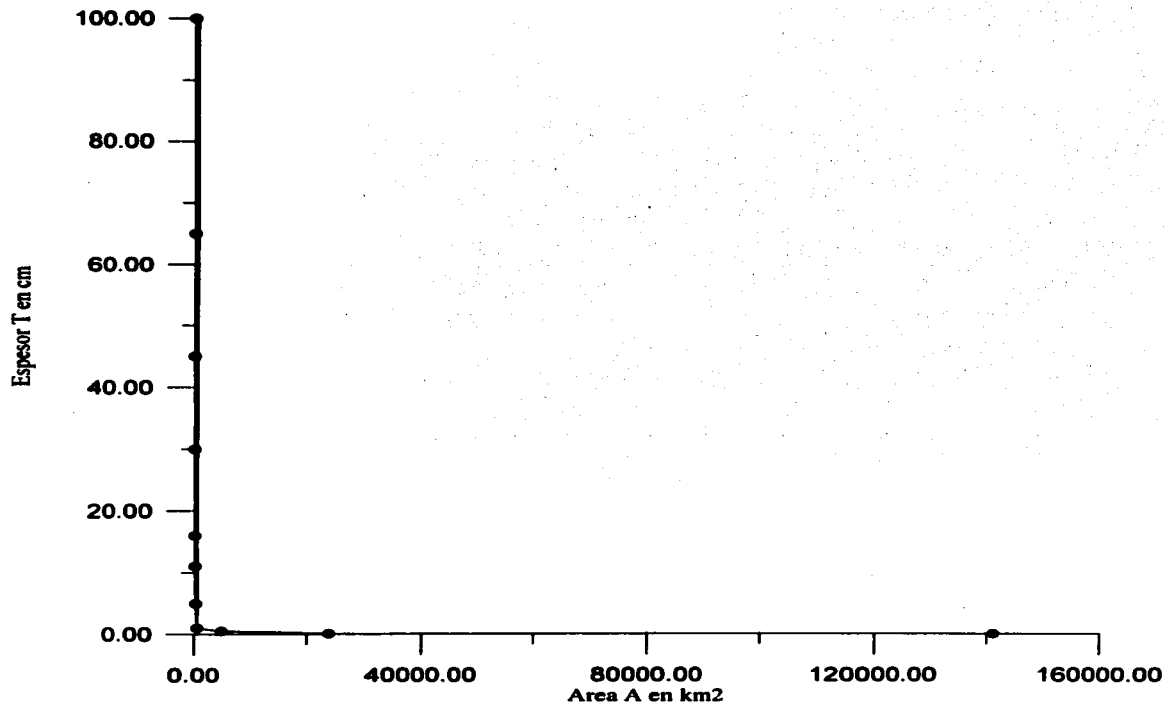
Esesor vs Area en el intervalo de 0.5 a 30 cm (método del trapezoide)



Esesor vs Area en el intervalo de 0.5 a 0.01 (método del trapezoide)



Esesor vs Area (método del trapezoide)



Anexo II
Cálculo de volumen DRE para los depósitos de
la unidad DCA-VIII

Cálculo DRE de los depósitos de caída aérea de la unidad DCA- VIII, calculado por el método de Fierstein y Hildreth (1992) modificado por JC-Komorowski (1996).

$$\text{Densidad} = \frac{\text{Masa}}{\text{Volumen}}, \text{Volumen} = \frac{\text{Masa}}{\text{Densidad}}, \text{Masa} = (\text{Densidad} \times \text{Volumen})$$

$$\text{Volumen magmaDRE} = \frac{\text{Masa magmaDRE}}{\text{Densidad magmaDRE}}$$

Datos requeridos para el calculo de volumen DRE.

$$\text{Volumen del depósito} = 0.99 \text{ km}^3$$

$$\text{Densidad del depósito} = 800 \frac{\text{kg}}{\text{m}^3}$$

$$\text{Densidad del magma} = 2500 \frac{\text{kg}}{\text{m}^3}$$

$$\text{Densidad de líticos} = 2600 \frac{\text{kg}}{\text{m}^3}$$

$$\% \text{wt de material accesorio} = \frac{53.1}{100}$$

$$\% \text{wt juveniles} = \frac{46.9}{100}$$

$$\text{Masa del depósito} = 9 \times 10^8 \text{ m}^3 \left(800 \frac{\text{kg}}{\text{m}^3} \right) = 7.92 \times 10^{11} \text{ kg}$$

$$\text{Masa de mat. accesorio} = 7.92 \times 10^{11} \text{ kg} (0.53) = 4.19 \times 10^{11} \text{ kg}$$

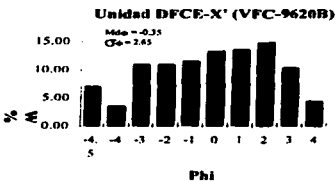
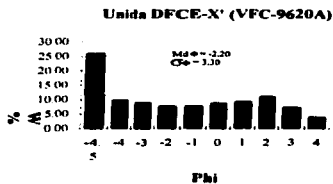
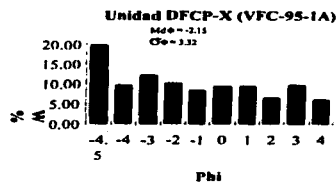
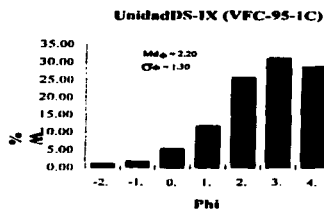
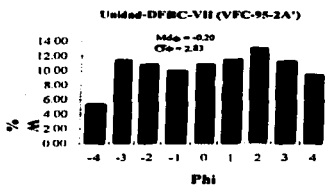
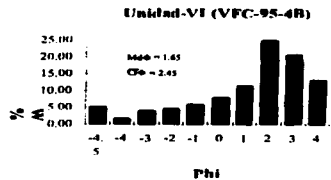
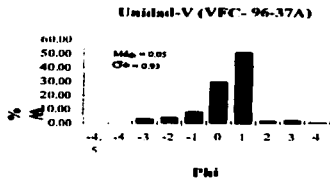
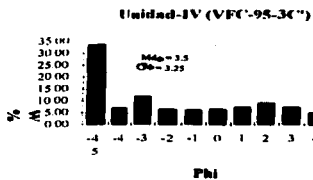
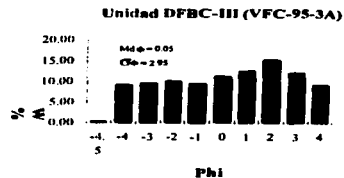
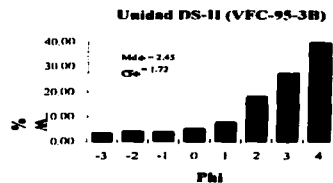
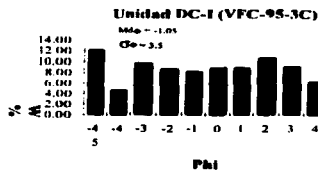
$$\text{Masa magma} = 7.92 \times 10^{11} \text{ kg} - 4.19 \times 10^{11} \text{ kg} = 3.72 \times 10^{11} \text{ kg}$$

$$\text{Volumen DRE magma} = \frac{3.72 \times 10^{11} \text{ kg}}{2500 \frac{\text{kg}}{\text{m}^3}} = 1.48 \times 10^8 \text{ m}^3 = 0.15 \text{ km}^3$$

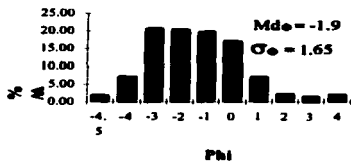
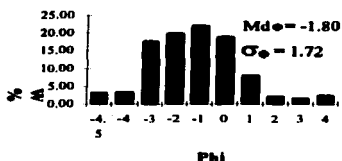
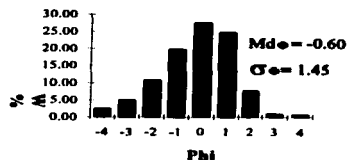
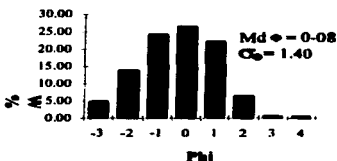
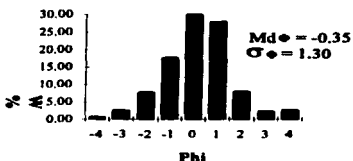
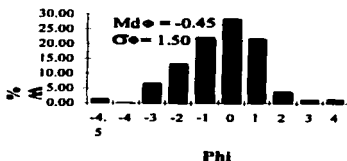
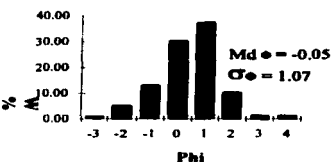
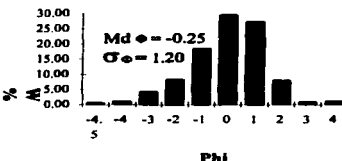
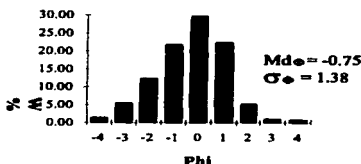
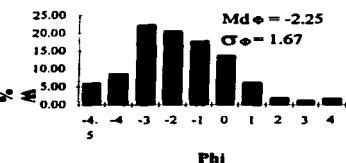
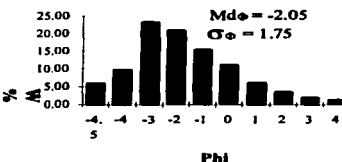
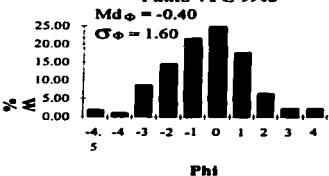
$$\text{Volumen DRE mat. accesorio} = \frac{4.19 \text{ kg}}{2600 \frac{\text{kg}}{\text{m}^3}} = 1.16 \times 10^8 \text{ m}^3 = 0.16 \text{ km}^3$$

$$\text{Volumen total DRE} = 0.16 \text{ km}^3 + 0.15 \text{ km}^3 = 0.31 \text{ km}^3$$

Anexo IV
Histogramas de los análisis granulométricos



Curvas granulométricas de las unidades que conforman la columna compuesta de la erupción de 1913.

Punto VFC-9559**Punto VFC-9534****Punto VFC-9563****Punto VFC-9545****Punto VFC-9566****Punto VFC-9568****Punto VFC-9570****Punto VFC-9572****Punto VFC-9575****Punto VFC-9580****Punto VFC 96-36****Punto VFC 9946**

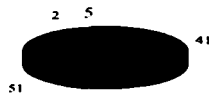
Curvas granulométricas de los depósitos de caída aérea de la unidad DCA-VIII

Anexo V

Resultado de los análisis de componentes

Porcentajes en peso de los componentes de las unidades que conforman la columna compuesta.

Unidad DFC-I (VFC 95-3C)



Unidad DS-II (VFC 95-3B)



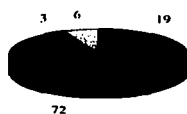
Unidad DFBC-III (VFC 95-3A)



Unidad DFBC-IV (VFC 95-3C')



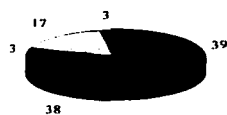
Unidad DCA-V (VFC 95-37A)



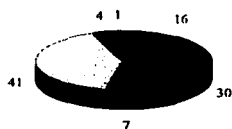
Unidad DS-VI (VFC 95-4B)



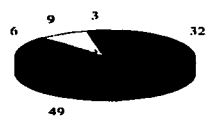
Unidad DFBC-VII (VFC 95-2'A)



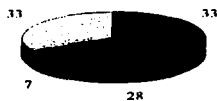
Unidad DCA-VIII (promedio)



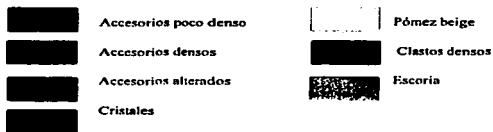
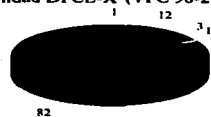
Unidad DS-IX (95-1C)



Unidad DFCE-X (VFC 95-1A)



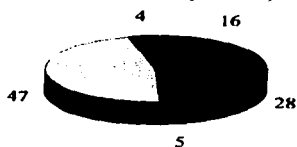
Unidad DFCE-X' (VFC 96-20A)



Unidad DCA-VIII (VFC 95-73)



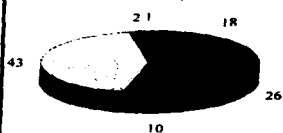
Unidad DAC-VIII (VFC 95-9)



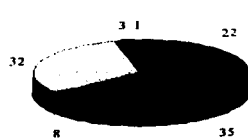
Unidad DFBC-VII (VFC 95-4A)



Unidad DCA-VIII (VFC 96-39)



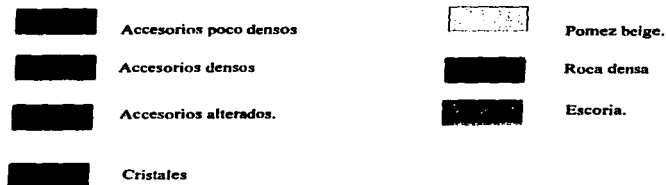
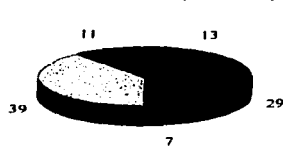
Unidad DCA-VIII (VFC 95-80)



Unidad DFCE-X' (VFC 95-86)



Unidad DCA-VIII (VFC 96-46)



Valores en porcentaje en peso de los componentes de la unidad DCA-VIII.